

*S tuzlanskimi rudarji*

. . .
*Morda pod kladivi se nam oglasi kedaj*
*srce, ki v njem bo pravi bron,*
*da pelo bo, vabilo ko zvon,*
*da bomo krog njega se zbrali . . .*
*Vsi: — črnci rudarji iz Idrije, iz Trbovelj,*
*iz plavžev gorenjskih, iz Kaple, iz Borovelj,*
. . .

(Oton Župančič, KOVAŠKA)

GEOLOGIJA

GEOLOGICAL TRANSACTIONS AND REPORTS

RAZPRAVE IN POROČILA

Ljubljana • 1980 • 23. knjiga, 1. del • Volume 23, Part 1

UDK 553.2(497.12)=863

# Nastanek rudišč v SR Sloveniji

## The origin of Slovenian ore deposits

*Matija Drovenik* in *Mario Pleničar*

Fakulteta za naravoslovje in tehnologijo univerze Edvarda Kardelja v Ljubljani, 61000 Ljubljana, Aškerčeva 20

*Franc Drovenik*

Geološki zavod Ljubljana, 61000 Ljubljana, Parmova 33

**Kratka vsebina**

V Sloveniji so nastala rudišča v paleozojski in v mezozojski eri ter v terciarni periodi. Pomembno so koncentrirani rudni minerali v karbonsko-permskih, permskih in v triadnih plasteh. Zanimiva so predvsem rudišča, ki so nastala v več stopnjah in vsebujejo genetsko različno rudo na sorazmerno majhnem prostoru. To velja tudi za obe naši veliki rudišči Idrijo in Mežico. Genetsko bolj enotno je uranovo rudišče Žirovski vrh, vendar so tudi njegove prvotne oblike zabrisali naknadni geokemični procesi in tektonika.

Po gubanju v terciarni periodi so prišla rudišča v karbonsko-permskih, permskih in triadnih plasteh v višje dele litosfere. Pri narivanju so bila premaknjena od periadriatskega lineamenta proti jugu in proti severu, neogena tektonika pa jih je razkosala. Pri tem so bili marsikje na novo razvrščeni tako rudni, kot jalovinski minerali. V pliocenski epohi in kvartarni periodi je erozija odkrila naša rudišča, zlasti svinčevo-cinkova, živosrebrova in uranova ter s tem omogočila njihovo izkoriščanje.

**Abstract**

The whole chronologic succession of sedimentary rocks from Ordovician period to Quaternary appears to occur in Slovenia, regardless some not clear classifications and interruptions. The majority of the ore deposits is bound to the interval from Carboniferous to Triassic beds. The multistage origin of some ore deposits is a characteristic feature, inherent also in world wide known mercury deposit of Idria, as well as in lead-zinc deposit of Mežica. The uranium ore beds of Žirovski Vrh are regarded to be largely of early diagenetic origin, but their original character has been highly obscured by subsequent geochemical processes and structural modifications. During the early Tertiary folding the ore deposits rising towards the surface became emplaced at different levels of litho-

sphere, and due to continued pressure, overthrusts have taken place. The ore deposits have been thrust up northward and southward of the Periadriatic Lineament. During the late Tertiary and Quaternary periods they have been highly disturbed and different associated processes permitted migration of the mobile ore and gangue minerals.

## Uvodna beseda

Zgodovina sestavka o slovenskih rudiščih sega v leto 1966, ko smo začeli raziskovati bakrovo rudišče Škofje in preučevati njegovo genezo. Kot večina drugih naših rudišč barvnih kovin, je veljalo po literaturi tudi Škofje za magmatsko hidrotermalno. Toda že prve mikroskopske raziskave rude so kazale na pomembno vlogo diagenetskih, epigenetskih in retrogradno epigenetskih procesov. Slika je bila povsem drugačna kot npr. v magmatsko hidrotermalnih bakrovih rudiščih vzhodne Srbije, ki sem jih dobro poznal iz svojega dolgoletnega dela v Rudarsko-topilniškem bazenu Bor. Sledilo je sistematično raziskovanje drugih slovenskih rudišč, kjer sem povzel verjetne, pa tudi manj verjetne interpretacije njihovega nastanka in jih skušal z novimi dokazi dopolniti ali ovreči. S tem namenom sem vključil v sestavek 90 mikroskopskih fotografij, tri strukturne risbe, od teh eno barvno, in 17 tabel s področja geokemičnega raziskovanja.

V dolgi dobi od pričetka rudarjenja na Slovenskem so se pogledi na naša rudišča spreminjali. To ne velja le za njihov ekonomski pomen, temveč tudi za nastanek. Spreminjali so se prvič že zato, ker so se menjavale biostratigrafske uvrstitve rudonosnih plasti in razlage tektonskih vplivov, drugič pa zato, ker so rudarski geologi dajali prednost zdaj eni, zdaj drugi teoriji o nastanku. Dolgo vrsto let so poudarjali magmatizem in z njim v zvezi hidrotermalni nastanek rudišč.

Po prvotni zasnovi naj bi bil sestavek napisan v obliki razlage metalogenetske karte SR Slovenije. Prvi poskusni odtis karte iz leta 1976 je razlago nujno potreboval, ker so bila rudišča na njem označena le s standardnimi znaki in zaporednimi številkami brez imen. Zato je bila karta čitljiva samo ob uporabi razlage. Na drugi strani je merilo 1 : 200 000 tako veliko, da je karta uporabna razen za študij tudi kot stenska karta. V ta namen jo je bilo treba le nekoliko izpopolniti in v stranski legendi dodati zaporednim številkam še imena rudišč, da je postala čitljiva tudi brez razlage. S tem pa je tudi razlaga postala bolj samostojna in je vedno bolj dobivala obliko in vsebino študije o nastanku slovenskih rudišč. Čimbolj se je vsebinsko širila, temveč literature je bilo treba upoštevati. Število citiranih del je naraslo na 288, od tega 66 objavljenih pred letom 1945 in 222 novejših. Prebiranje tako obsežne literature in usklajevanje gledišč raznih avtorjev o istih geoloških vprašanjih je zahtevalo mnogo časa. Zato so se podaljševali roki, postavljeni za natis karte in razlage, posebno še od takrat dalje, ko smo se odločili podati nastanek rudišč kronološko, skladno z geološkim razvojem slovenskega ozemlja.

## Pregled literature o slovenskih rudiščih

Prvi je pisal o naših rudiščih I. W. V a l v a s o r , in sicer v svoji znameniti knjigi »Die Ehre des Herzogthums Krain«, ki jo je objavil leta 1689. Poleg Idrije je opisal predvsem rudišča železa in železarstvo, ki je tedaj cvetelo na

Slovenskem. Tudi B. Hacquet (1778) je omenil v svojih potopisih v glavnem le naše železove rude in železarstvo. I. V. Zepharovich je v treh knjigah (1859, 1873 in 1893) priobčil zelo natančen pregled nahajališč rud in mineralov za vso avstro-ogrsko monarhijo.

Po letu 1850 so začeli objavljati v letopisih in v razpravah dunajskega geološkega zavoda ter v časopisu za rudarstvo in metalurgijo izsledke svojih raziskav F. Role, T. Zollikofer, Em. Riedl, A. Brunlechner in drugi. E. Hatle (1885) je povzel rude in minerale na Štajerskem sicer v glavnem po I. V. Zepharovichu, vendar je dopolnil njegove podatke s kristalografskimi, mineraloškimi in kemičnimi analizami. Za Kranjsko je objavil pregled mineralov in rud W. Voss (1895). A. Aigner (1907) pa je dopolnil s kratkimi geološkimi opisi znane podatke o nahajališčih mineralov in rud na Štajerskem.

Tudi z nadrobnim znanstvenim raziskovanjem naših rudišč so začeli že konec prejšnjega stoletja. Živosrebrovo rudišče Idrija je s svojo zanimivo geološko zgradbo in rudno paragenezo pritegnilo pozornost številnih, tedaj zelo znanih geologov. A. Schrauf (1891) je objavil klasično študijo o idrijskem metacinabaritu in njegovi paragenezi. Še danes, skoraj 100 let pozneje, nas preseneča, kako je A. Schrauf popisoval idrijsko rudo in kako natančno je sklepal. Ta članek bi moral prebrati vsakdo, kdor se ukvarja z našimi rudišči.

Nato so se zvrstile številne razprave o idrijskem rudišču, njegovi zgradbi in starosti ter izvoru hidrotermalnih raztopin. M. V. Lipold (1874), D. Stur (1872), J. Kropáč (1912), F. Kossmat (1911) in A. Pilz (1915) so obravnavali idrijsko rudišče z različnih stališč. Zato se tudi njihovi sklepi razlikujejo; nekateri so ga postavljali v zvezo s triadnim vulkanizmom, drugi pa s terciarnim magmatizmom.

B. Granigg & J. H. Koritschoner (1914) sta imela mežiško rudišče za apomagmatsko. A. Tornquist je obravnaval žilna svinčevo-cinkova rudišča v Posavskih gubah, predvsem Litijo in Knapovže (1929 a) ter svinčevo-cinkovo-bakrovo rudišče Remšnik (1929b). Vsa ta in druga slovenska rudišča naj bi bila hidrotermalna. Remšnik naj bi bil nastal v kredni periodi v zvezi s tonalitnim magmatizmom. Idrija, Litija, Šoštanj in Trojane so po A. Tornquistu (1930) terciarne starosti; hidrotermalne raztopine naj bi bile prišle iz magmatskega ognjišča, ki je dalo tudi andezit in dacit. Mežica pa naj bi bila nastala v pliocenu.

Pozneje so se pojavili tudi drugačni pogledi na nastanek naših rudišč. Tako je A. Bibolini (1933) dokazoval, da je bakrovo rudišče Škofje sedimentnega izvora; primerjal ga je z Mansfeldom. Po A. Zorcu (1955, 77) je mežiško rudišče zelo verjetno triadne starosti in je nastalo singenetsko iz podmorskih hidrotermalnih raztopin. Kaže pa znake poznejše tektonike, metasomatoze in oksidacije. Svoje trditve je A. Zorc dokazoval z obsežnim faktografskim materialom.

A. Cissarz (1965) je povzel po H. Schneiderhöhnu regeneracijsko teorijo ter pripisal vsem slovenskim rudiščem, z izjemo Idrije, terciarno starost; kovine naj bi bile prišle iz paleozojskih, morda tudi triadnih rudišč. Po J. Duhovniku (1956 a) so nastali rudni minerali v naših rudiščih iz hidrotermalnih raztopin; žilna svinčevo-cinkova rudišča v Posavskih gubah je uvrstil v triadno periodo v zvezi z wengenskim magmatizmom, medtem ko je Mežici, Remšniku

in Bohorju pripisal terciarno starost. Hidrotermalne raztopine naj bi bile izvirale iz magmatskega ognjišča, ki je dalo tudi pohorski tonalit.

Bolj kot drugi raziskovalci je razvojno prikazal naša rudišča B. Berce (1963). Ločil je paleozojsko, triadno in terciarno metalogeno dobo. V paleozoiku so po njegovem mišljenju nastala žilna svinčevo-cinkova in antimonova rudišča Posavskih gub ter npr. železova rudišča v okolici Jesenic in Vitanja. V mezozojski eri so bili orudeni skladi Mežice in Idrije, takrat naj bi bila nastala tudi svinčevo-cinkova rudišča v karbonatnih plasteh v vzhodnem delu Posavskih gub. Terciarni magmatizem pa po njegovem mišljenju nima za nastanek slovenskih rudišč takšnega pomena, kot je to trdil A. Tornquist. Poleg epigenetskih rudišč je ločil tudi singenetska. Pri vulkanogeno-sedimentnih procesih naj bi bila singenetsko nastala npr. nekatera svinčevo-cinkova rudišča v triadnih karbonatnih kameninah.

Precej drugače je sklepal S. Grafenauer (1958, 1963, 1964, 1965, 1966, 1969), ki je označil skoraj vsa slovenska rudišča kot hidrotermalna, večidel hidrotermalno-metasomatska, vezana na triadni in terciarni magmatizem. Triadno starost je pripisal npr. žilnim svinčevo-cinkovim in antimonovim rudiščem v Posavskih gubah, svinčevo-cinkovim rudiščem v severnih Karavankah ter bakrovim rudiščem v srednjepermskih skladih osrednje Slovenije. V terciarni dobi pa naj bi bili nastali rudni pojavi in rudišča v metamorfnih kameninah Pohorja in Kozjaka. Šele v svojem zadnjem delu (S. Grafenauer, 1969) je prišel do sklepa, da so nastali rudni minerali v nekaterih svinčevo-cinkovih rudiščih tudi v zgodnji diagenezi in s tem delno sprejel koncepcijo A. Zorca, ki jo je bil prej odklonil (S. Grafenauer, 1958).

Večletne raziskave bakrovih rudišč v srednjepermskih skladih, predvsem v Škofjem, so pokazale, da gre za diagenetsko rudo (M. Drovenik, 1970; F. Drovenik in sod., 1972). V fazi nastajanja srednjepermskih rečnih usedlin je nastajalo tudi uranovo rudišče Žirovski vrh. Pri diagenezi anizičnega dolomita v Topli je nastalo cinkovo-svinčevo rudišče (A. Zorc, 1955; I. Štrucl, 1974), I. Mlakar in M. Drovenik (1971) pa sta razlikovala epigenetsko in singenetsko rudo v Idriji.

V zadnjih letih je torej v literaturi vedno več podatkov, da so nastala naša rudišča na različne načine, v različnih dobah in v različnih okoljih. Na to sem opozoril že v članku, kjer sem primerjal med seboj geokemične slike več naših svinčevo-cinkovih rudišč (M. Drovenik, 1972). Različne pogoje nastanka pa dokazuje tudi masnospektrometrična analiza žvepla v sulfidih slovenskih rudišč (M. Drovenik in sod., 1970; M. Drovenik in sod., 1976).

## GEOLOŠKI RAZVOJ IN NASTAJANJE RUDIŠČ

### Starejši paleozoik

Najstarejši skladi Slovenije so metamorfne kamenine na Pohorju in Kozjaku, ki pripadata vzhodnemu delu Centralnih Alp. Nastale so iz usedlin in produktov inicialnega vulkanizma, ki so v starejšem paleozoiku zapolnili veliko geosinklinalo na območju današnjih Alp. Ob ugrezanju dna geosinklinale so se globlje ležeče kamenine nagubale in metamorfozirale. Progresivna regionalna metamorfoza se je končala z retrogradno metamorfozo.

Na Pohorju je A. Hinterlechner-Ravnikova (1971, 1973) razlikovala srednje in nizko metamorfozirane kamenine. Od srednje metamorfoziranih pri visokem pritisku leži najgloblje muskovitno-biotitni gnajs z očesnim gnajsom. Slede biotitno-muskovitni blestnik, ki vsebuje veliko almandina ter stavrolit in disten. V blestniku so v posameznih nivojih leče amfibolita, marmorja in eklogita. V krovnini nivoja z eklogitom sta razširjena diaftoritni almandinov blestnik in gnajs. V zgornjem delu metamorfnega zaporedja vsebujejo kamenine pravega zelenega skrilavca horizont metadiabaza. Končno sledi zaporedje filitnega blestnika in filitov. V njem so značilne kamenine metakeratofir, njegov metatuf ter marmor s tufsko in filitno primesjo.

Nizko metamorfozirane kamenine so filitni skrilavec s plastmi drobnozrnatega peščenjaka ter vložki albitiziranega diabaza, njegovega tufa in apnenca, znane pod imenom štalenskogorskih plasti.

Podobno zaporedje metamorfnih kamenin je našel tudi P. Mioč (1977), ki je preučeval metamorfno podlago Dravske doline in razlikoval v njej dve enoti: bolj metamorfozirano gnajsovo-ektinitno in manj metamorfozirano filitoidno enoto. Najbolj razširjene kamenine gnajsove enote so različne vrste gnajsa; prevladuje muskovitno-biotitni gnajs s predhodi v blestnik, manj je protastega, očesnega in pegmatitnega različka. V spodnjem delu enote je našel med gnajsi amfibolit in marmor. Amfibolit je tudi v njenem zgornjem delu. Navadno ga prekriva blestnik, ki predstavlja že najnižji člen ektinitnega dela. Više sledi drobnozrnati biotitno-kloritni skrilavec, ki predstavlja verjetno isti nivo kot kloritno-amfibolov skrilavec z amfibolitom in uralitiziranim diabazom. Manj metamorfozirana filitoidna enota sestoji v spodnjem delu iz kremenovo-sericitnega filita, v zgornjem pa iz štalenskogorskih plasti. V kremenovo-sericitnem filitu je našel vložke kalcitnega filita, leče epimarmorja in vložke kremenovega metaporfirja. Sledi navadno filonit in nato štalenskogorske plasti. V njihovem spodnjem delu prevladuje temno sivi filitoidni skrilavec, pojavljajo pa se še malo metamorfozirani kremenov peščenjak, drobnik, kisli tuf in tufit. Zgornji del štalenskogorskih plasti sestoji iz zelenkastega in vijoličastega filitoidnega skrilavca z vložki spilitiziranega diabaza ter sideritnega apnenca in marmoriziranega apnenca. Najviše ležita peščeni skrilavec in skrilav drobnik. V zgornjem delu štalenskogorskih plasti sta našla P. Mioč in A. Ramovš (1973) konodonte, značilne za spodnji devon. G. Riehl-Herwirsch (1970) je ločil na avstrijskem Koroškem tri nivoje, ki jih je razvrstil od karadoka do venloka. Upoštevajoč te podatke sta uvrstila P. Mioč in A. Ramovš (1973) štalenskogorske plasti v obdobje srednji ordovicij-spodnji devon.

V evgeosinklinalne dele staropaleozojske geosinklinale je prodrla peridotitna in eklogitna magma ob globokih labilnih conah, segajočih do zgornjega plašča. Peridotitna magma se je vtisnila v začetnih fazah ugrezanja geosinklinale v njene različne nivoje. Pri nižji temperaturi in pri nižjem pritisku je bil peridotit serpentiniziran. Serpentinit je našla A. Hinterlechner-Ravnikova v različnih metamorfnih nivojih. Njegova največja golica se razprostira na južnem obrobju Pohorja, kjer označuje izrazito prelomno cono v smeri E-W. Eklogit je precej razširjen v jugovzhodnem delu Pohorja v nivoju almandinovega biotitno-muskovitnega blestnika (Hinterlechner-Ravnik, 1971). P. Mioč (1977) ga je našel na severovzhodnem Pohorju v gnajsovi enoti.

Vprašanje stratigrafije naših metamorfnih kamenin in starosti njihove metamorfoze še ni povsem rešeno. A. Hinterlechner-Ravnikova (1973) je primerjala metamorfno zaporedje na Pohorju z razvojem na Svinški planini (I. Neugebauer, 1970) in ga uvrstila v ordovicij-devon. Metamorfoza kamenin, naj bi se bila končala z bretonsko ali sudetsko fazo variscične orogeneze. P. Mioč (1977) pa je menil, da so metamorfne kamenine pod kremenovim sericitnim filitom predordovicijske, morda celo predkambrijske. Pri tem se je oprl na S. Borsija in njegove sodelavce (1973), ki so določili starost metamorfnega zaporedja južno od turskega tektonskega okna v Centralnih Alpah po Rb-Sr metodi na 1500, 497, 300 in 65 (zaokrožene številke) milijonov let. Metamorfno zaporedje v Dravski dolini je analogno turskemu. Metamorfoza naj bi se bila po P. Mioču (1977) začela verjetno že v bajkalski in se nadaljevala v kaledonsko-variscični orogenezi.

Okoli Jezerskega v Karavankah pripadajo spodnjedevonskim skladom grebeni in čeri, ki se razprostirajo od Stegovnika prek Ruša, Robniških peči, V. Grintavca in Pristovškega Storžiča proti severovzhodu v Avstrijo. To je črni in rdeči grebenski apnenec, povečini neskladovit, delno stromatoliten. Vsebuje krinoide, hidrozoje, brahiopode, trilobite in korale. Ponekod je razvit skladoviti apnenec, ki kaže na pelagični razvoj. V zgornjem delu spodnjedevonskih skladov prevladuje masivni grebenski apnenec.

Zgornjedevonski skladi so ohranjeni v sorazmerno majhni debelini, ker so bili obenem z delom spodnjekarbonskih plasti denudirani (A. Ramovš, 1971). Na Stegovniku je našel S. Buser kontakt med grebenskim devonskim apnencem in spodnjekarbonskimi plastmi. Na denudiranem površju grebenskega devonskega apnenca ležita apnena breča in drobnik s polami glinastega skrilavca. Ta plast je debela sicer samo en meter, vendar govori za močne tektonske premike med devonom in karbonom.

Tudi razvoj v devonu kaže na obkontinentalno polico. Poleg značilnih litoralnih usedlin so se na prehodih s police v globlje morje razvili tudi pelagični sedimenti.

Že v zgornjem silurju se je pokazal vpliv periadriatskega lineamenta, ki se razteza iz Italije prek Avstrije na območje Karavank. Po E. Faningerju in I. Štruclu (1978) vstopa na naše ozemlje vzhodno od Železne Kaple in sega kot železnokapelska cona ob južnem robu karavanškega tonalitnega pasu skoraj do labotskega preloma. Od tod dalje ni jasno, katera geološka struktura bi mu ustrezala.

Spodnjesilurski skladi so na obeh straneh periadriatskega lineamenta podobno razviti. Zgornjesilurske in devonske kamenine pa v severnih Karavankah in Ziljskih Alpah, torej severno od periadriatskega lineamenta, manjkajo, medtem ko zavzemajo južno od njega majhne površine v južnih Karavankah in Karnijskih Alpah. Tudi v sedimentaciji spodnjekarbonskih in permskih skladov obstajajo razlike. Ta lineament je torej v času variscične orogeneze predstavljal mejo dveh različnih razvojev. Ločil je mladopaleozojski zunanji terestrični prostor od notranjega morskega prostora (H. W. Flügel, 1975).

V luči teorije o tektoniki plošč bi utegnil biti lineament subdukcijska cona konec starejšega paleozoika. Na prehodu iz krede v terciar in v pliocenu je predstavljal sistem desnih transkurentnih prelomov, v kredi, oligocenu in konec mio-

cena pa izvorno območje narivov. Severno od lineamenta so bila narivanja proti severu, južno od njega pa proti jugu.

V metamorfnih kameninah je na južnem vznožju Pohorja zanimivo nahajališče svinčeve, cinkove in bakrove rude Okoška gora, na južnem pobočju Kozjaka pa Remšnik s podobno rudo, ki vsebuje še srebro.

Po podatkih A. Hinterlechner-Ravnikove (1971) sodim, da leži Okoška gora v kameninah almandinovo-amfibolitnega faciesa, in sicer v distenovem protastem gnajsu z almandinom in v amfibolitu z granatom. Orudene metamorfne kamenine imajo impregnacijsko in brečasto teksturo; rudni minerali so koncentrirani v zrnih, tankih žilicah in v vezivu breče. Mineralna sestava je sorazmerno enostavna. S. Grafenauer (1969) in M. Drovenik sta našla naslednje prvotne rudne minerale: pirit, halkopirit, sfalerit in galenit ter v sledovih linneit in wurtzit. Med jalovinskimi minerali prevladuje kremen, prisotni pa so še kalcit, siderit in barit.

V kosih metamorfnih kamenin, ki so navadno okremeneli, je pirit najbolj pogosten mineral. Nahaja se povečini v idioblastih, in sicer v kockicah, ki dosežejo velikost nekaj mm. Pirit vsebuje vključke jalovih mineralov, redkeje tudi sfalerita in galenita. Idioblastična sfaleritna zrna imajo bolj ali manj izrazite šesterokotne preseke. Sfaleritna zrna vsebujejo pogosto zrnca halkopirita s premeri nekaj mikronov. Poleg galenita v piritnih idoblastih obstaja še mlajši galenit, ki nadomešča pirit. Gre torej za dve generaciji galenita.

V vezivu breče je nekaj več sulfidov kakor kremena; prevladuje halkopirit. Drugi rudni minerali, kot pirit, sfalerit in galenit, leže v halkopiritni osnovi. Posebno zanimivo je medsebojno razmerje halkopirita in galenita; gre za idioblaste galenita v halkopiritu. Galenit je idiomorfen tudi proti sfaleritu (sl. 1). Takšne strukture nisem našel v nobeni drugi svinčevo-cinkovi rudi.

B. Berce (1963) in J. Duhovnik (1965 a) sta pripisala Okoški gori terciarno starost. Po S. Grafenauerju (1966) so rudni minerali pod vplivom metamorfoze blastično kristalizirali. Kljub temu se je tudi on odločil za terciarno starost, in sicer v genetski zvezi s pohorskim tonalitom.

Upoštevajoč geološko karto, ki jo je izdelala A. Hinterlechner-Ravnikova, sem prišel do sklepa (M. Drovenik, 1972), da blastične kristalizacije ni mogla povzročiti tonalitna intruzija, temveč regionalna metamorfoza, torej proces, pri katerem so nastale metamorfne kamenine. Po E. Claru in sodelavcih (1963) so nastale vzhodnoalpske metamorfne kamenine najkasneje v bretonski ali sudetski fazi. Zato uvrščam orudenje Okoške gore v starejši paleozoik pred ti dve fazi. To pomeni, da je Okoška gora naše najstarejše Pb-Zn-Cu rudišče.

Masnospektrometrična analiza (M. Drovenik in sod., 1976) sulfidnega žvepla je pokazala, da se spreminja $\delta S^{34}$ od + 0,87 ‰ do — 1,85 ‰. Razpon znaša torej le 2,72 ‰, srednja vrednost za sedem vzorcev pa je 0,00 ‰. Ti podatki dokazujejo juvenilno magmatsko žveplo v sulfidih Okoške gore. Morda so izvirale hidrotermalne raztopine, ki so povzročile orudenje tega rudišča, iz istega magmatskega ognjišča kot keratofir, ki je bil kasneje tudi metamorfoziran.

Rudni minerali kažejo, da je za Okoško goro značilna geokemična združba Pb-Zn-Cu. Tem trem prvinam se pridružuje kobalt (linneit). Spektralna kemična analiza je pokazala obogatitev sfalerita z Ag, Cd, Cu (izločnine halkopirita) in

Mn; eden izmed vzorcev sfalerita je vseboval tudi precej Mo in malo Cr, ki izvira verjetno iz metamorfnih kamenin (tabela 1). Galenit ima povečano količino Ag in Cu, vsebuje pa tudi nekaj Sb. Medtem ko ima pirit le nepomembne količine slednih prvin (tabela 2), je značilna za halkopirit prisotnost Ag in Sn (tabela 3). Zanimivo je, da je ruda obogatena s Cd, z Mn in Ag, čeprav vsebuje kvečjemu 15 % treh glavnih sulfidov.

Tabela 1. Spektralne kemične analize sfalerita, galenita in svinčevo-cinkove rude iz Okoške gore *(V* ppm, *kolikor ni drugače označeno. - Nedoločljivo,* prazno *Ni bilo merjeno)*

Table 1. Spectrochemical analyses of sphalerite, galena and lead-zinc ore from Okoška Gora *(In* ppm, *unless otherwise indicated. - Undeterminable,* blank *Not measured)*

| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Ag | 1 | 1 | 215 | 31 | 110 | 640 | 70 |
| As | 200 | 10 | - | - | - | - | - |
| Bi | 5 | 3 | - | - | - | 30 | - |
| Cd | 200 | 10 | 800 | 11.3 | ~6000 | - | 843 |
| Co | 2 | 10 | 22 | - | 50 | - | 14 |
| Cr | | | 38 | | | | - |
| Cu | 3 | 1 | >1 % | 315 | 550 | 245 | 5000 |
| Fe | 32 | 100 | >1 % | >100 | 1 % | 425 | 1 % |
| Ga | 2 | 10 | 2.5 | 45.5 | - | - | - |
| Ge | | 1 | - | - | | | - |
| Hg | | 10 | | - | | | |
| In | | 1 | - | 37 | | | - |
| Mn | 3 | 1 | 750 | 14 | ~5600 | 40 | 1600 |
| Mo | 1 | 1 | 360 | 2.4 | - | - | - |
| Ni | 1 | 10 | 32 | - | - | - | 25 |
| Pb | 5 | 100 | >1 % | >100 | ~7000 | >1 % | >1 % |
| Sb | 10 | 5 | - | - | - | 147 | - |
| Sn | 10 | | - | | - | - | - |
| Tl | | 5 | - | - | | | - |
| V | 3 | 1 | 20 | - | - | - | - |
| Zn | 100 | | | | >1 % | 6500 | |

*1* Najnižja določljiva vrednost v analizah št. 5, 6 in 7 (analitik Z. Maksimović)

The lowest determinable value for analyses. No. 5, 6 and 7 (analyst Z. Maksimović)

*2* Najnižja določljiva vrednost v analizi št. 4 (analitik J. Fegeš)

The lowest determinable value for analysis No. 4 (analyst J. Fegeš)

*3-5* Sfalerit

Sphalerite

*6* Galenit

Galena

*7* Svinčevo-cinkova ruda

Lead-zinc ore

Ekonomsko pomembnejše je polimetalno rudišče Remšnik (Pb, Zn, Cu, Ag), ki leži severozahodno od Breznega na južnem pobočju Kozjaka. Tu so odkopali skupno nekaj sto ton svinca, cinka in bakra. Rudišče je nadrobno opisal A. Tornquist (1929 b). Po njem povzemam, da so odkopavali lečasta rudna telesa, ki so ležala ob stiku diaftoritno-kloritnega skrilavca in diaftoritno-sljudnega skrilavca, pa tudi v sljudnem skrilavcu samem. Z mikroskopsko raziskavo je našla A. Hinterlechner-Ravnikova v talnini ene izmed rudnih leč dolomitno-kloritni metatufit in metatufit kisle vulkanske kamenine, dolomitni marmor in dolomitni filit, v njeni krovnini pa dolomitni filit s primesjo plagioklazov, kremenov filit z muskovitom, dolomitni marmor in dolomitni filit. J.

Tabela 2. Spektralne kemične analize pirita (*V* ppm, - *Nedoločljivo,* prazno *Ni bilo merjeno)*

Table 2. Spectrochemical analyses of pyrite (*In* ppm, - *Undeterminable,* blank *Not measured)*

| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Ag | 4 | 1 | 7.6 | - | 4.4 | - | - | - |
| As | 50 | 200 | 68 | 3160 | - | 350 | 3160 | 3200 |
| Bi | 5 | 5 | - | - | - | - | - | - |
| Cd | 1 | 200 | 1.7 | - | - | - | - | 2450 |
| Co | 100 | 2 | - | 1 | - | - | 1 | - |
| Cu | 5 | 3 | 58 | 160 | 1000 | - | 180 | 125 |
| Ga | 10 | 2 | - | - | - | - | - | 43 |
| Ge | | | | - | | | - | |
| Hg | 10 | | - | | - | - | | |
| In | 10 | | - | - | - | - | - | |
| Mn | 100 | 3 | - | 8 | - | - | 560 | 16 |
| Mo | 10 | 1 | - | 8 | - | - | 32 | 40 |
| Ni | 5 | 1 | 10 | 85 | 5 | 12.5 | 20 | - |
| Pb | 10 | 5 | 4100 | 800 | 1380 | 450 | 47 | 83 |
| Sb | | 10 | | 615 | | | 665 | 2250 |
| Sn | | 10 | | - | | | - | 86 |
| Te | 100 | | - | | - | - | - | |
| Tl | 10 | | - | - | - | - | - | |
| V | 10 | 3 | - | - | - | - | - | 54 |
| Zn | 100 | 100 | 680 | 870 | - | - | 1160 | 2800 |

*1* Najnižja določljiva vrednost v analizah št. 3, 5 in 6 (analitik J. Fegeš)
The lowest determinable value for analyses Nos. 3, 5 and 6 (analyst J. Fegeš)

*2* Najnižja določljiva vrednost v analizi št. 8 (analitik Z. Maksimović)
The lowest determinable value for analysis Nos. 8 (analyst Z. Maksimović)

*3* Okoška gora

*4* Litija

*5-6* Škofje

*7-8* Železno

Duhovnik je nadalje določil v neposredni prikamenini rudne leče poleg dolomita tudi številna drobna zrnca sadre, sfalerita in pirita.

A. Tornquist je menil, da gre za hidrotermalno-metasomatsko rudišče. Ločil je pet faz orudenja. V prvi naj bi bili nastali železovi karbonati in pirit, v drugi sfalerit in kremen, v tretji halkopirit, s srebrom bogat galenit in ponovno kremen, v četrti polibazit in v peti kot najmlajši dolomit. Poleg teh mineralov je našel S. Grafenauer (1966) v sledovih še tetraedrit, boulangerit in kalcit, pred kratkim pa sem določil tudi gersdorffit. Pod mikroskopom kaže ruda pogosto strukture nadomeščanja in metakristale kalcita in kremena (sl. 2) ter pirita (sl. 3). Zaporedje kristalizacije je torej bolj zapleteno, kakor ga je določil A. Tornquist.

Tabela 3. Spektralne kemične analize halkopirita (*V* ppm, *kolikor ni drugače označeno. - Nedoločljivo,* prazno *Ni bilo merjeno*)

Table 3. Spectrochemical analyses of chalcopyrite (*In* ppm, *unless otherwise indicated. - Undeterminable,* blank *Not measured*)

| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Ag | 1 | 1 | 700 | 700 | 150 | 25 | 5.6 |
| As | 200 | 100 | - | - | 300 | ~6000 | - |
| Bi | 5 | 1 | - | - | 56 | - | - |
| Cd | 200 | 10 | 360 | - | 42 | - | - |
| Co | 2 | 100 | - | - | - | - | - |
| Fe | 32 | | >1 % | >1 % | | >1 % | |
| Ga | 2 | | 35 | 23 | | 43 | |
| Hg | | 10 | | | - | | - |
| In | | | | | 1.6 | | - |
| Mn | 3 | 100 | 60 | 12 | - | 3 | - |
| Mo | 1 | | 17 | 21 | | 20 | |
| Ni | 1 | 10 | 15 | - | - | 55 | - |
| Pb | 5 | 10 | >1 % | 370 | >10000 | 300 | 2100 |
| Sb | 10 | | - | - | | 79 | |
| Sn | 10 | | 50 | 48 | | 112 | |
| Te | | 100 | | | - | | - |
| V | 3 | 10 | 32 | 28 | - | 18 | - |
| Zn | 100 | 100 | >1 % | 3600 | 2200 | 4700 | - |

*1* Najnižja določljiva vrednost v analizah št. 3, 4 in 6 analitik Z. Maksimović)

The lowest determinable value for analyses Nos. 3, 4 and 6 (analyst Z. Maksimović)

*2* Najnižja določljiva vrednost v analizah št. 5 in 7 (analitik J. Fegeš)

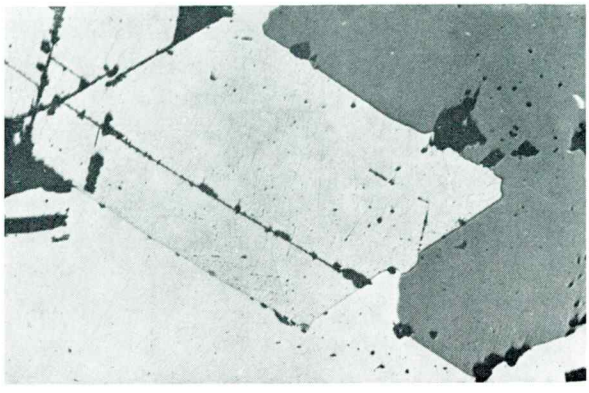
The lowest determinable value for analyses Nos. 5 and 7 (analyst J. Fegeš)

*3-4* Okoška gora

*5* Remšnik

*6* Zlatenek

*7* Škofje



Sl. 1 — Fig. 1

Okoška gora. Idioblast galenita (sredina slike) v halkopiritu (belo) in sfaleritu (sivo). Odsevna polariziarana svetloba, 105 ×.

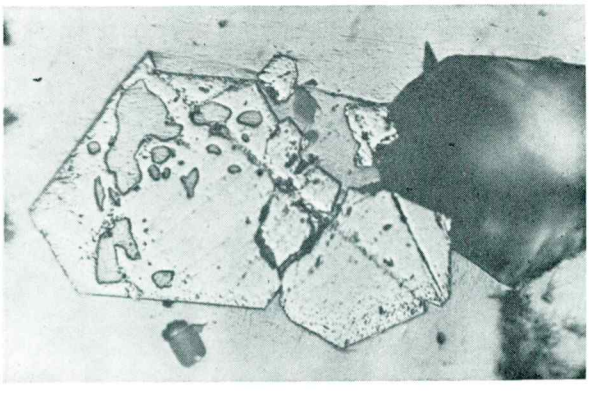
Okoška gora. Idioblast of galena (center) in chalcopyrite (white) and sphalerite (gray). Reflected polarized light, 105 ×.



Sl. 2 — Fig. 2

Remšnik. Galenit nadomešča sfalerit. V galenitu sta metakristala kalcita (zgoraj levo) in kremena (spodaj desno). Odsevna polarizirana svetloba, 105 ×.

Remšnik. Sphalerite replaced by galena. Note metacrysts of calcite (upper left) and quartz (lower right) in galena. Reflected polarized light, 105 ×.



Sl. 3 — Fig. 3

Remšnik. Metakristal pirita v galenitu. Odsevna polarizirana svetloba, 420 ×.

Remšnik. Pyrite metacryst enclosed by galena. Reflected polarized light, 420 ×.

V rovu pod kmetijo Dijak je ugotovil A. Tornquist določeno zakonitost v razvrstitvi rudnih mineralov. V spodnjem delu leče so prevladovali sfalerit, halkopirit in pirit, malo je bilo galenita in polibazita. Srednji del leče je vseboval predvsem galenit, halkopirit in polibazit, proti krovnini pa je najprej sledil halkopirit s piritom, nato pa pirit. V leči je bil kremen najbolj pogosten.

Analiza izotopske sestave žvepla je pokazala (M. Drovenik in sod., 1976), da se giblje vrednost $\delta S^{34}$ od — 0,39 ‰ do — 3,92 ‰. Tudi v tem primeru je razpon zelo ozek, saj znaša komaj 3,5 ‰. Srednja vrednost za osem vzorcev je — 2,40 ‰. Izotopska sestava žvepla v rudnih mineralih Remšnika je zelo podobna kot v sulfidih Okoške gore. Tudi žveplo Remšnika je juvenilnega izvora.

Parageneza pove, da sta za remšniško rudo poleg Pb, Zn, Cu in Ag značilna tudi Sb in Ni. Dve Canavalovi (A. Tornquist, 1929 b) analizi rude sta pokazali 360, oziroma 400 g/t Ag. Po spektralni analizi vsebuje sfalerit povečani količini Cd in Cu (tabela 4); eden izmed analiziranih vzorcev je obogaten z Ag in Bi. Galenit je močno obogaten z Ag, Bi in Sb. Halkopirit vsebuje povečane vrednosti Ag, Bi in As (tabela 3). Vse analizirane vzorce sfalerita, galenita in halkopirita sem pregledal tudi pod rudnim mikroskopom. V nobenem nisem našel niti polibazita niti kakšnega drugega minerala, ki bi bil nosilec srebra, oziroma bizmuta. Tudi S. Grafenauer (1966) ni našel takšnih mineralov. Srebro in bizmut sta v galenitu in halkopiritu vezana verjetno v kristalni mreži. V enem izmed vzorcev sfalerita gre za kontaminacijo z galenitom, ki je vseboval Ag in Bi. Opozoriti moram, da je A. Gogala visoko vrednost Ag v galenitu (vzorec št. 9) določila z atomsko absorbcijsko spektrometrijo. Isto metodo je uporabila tudi v drugih primerih, ko je bil galenit bogat z Ag.

Po glavnih in slednih prvinah se ruda Remšnika najbolj približuje rudi Okoške gore. Od drugih Pb-Zn rudišč v karbonsko-permskih in triadnih skladih pa se jasno razlikuje po prisotnosti bakra ter po sorazmerno visokih vrednostih srebra in bizmuta.

A. Tornquist (1929 b, 1930) je sklepal, da predstavlja Remšnik perimagmatsko rudišče, ki je v genetski zvezi s pohorskim tonalitom. Po njegovem mišljenju se je vnedril tonalit v času med spodnjo in zgornjo kredo, zato je pripisal rudi zgornjekredno starost. Tudi J. Duhovnik (1965 a), B. Berce (1960, 1963) in S. Grafenauer (1966) so menili, da je remšniška ruda v zvezi z magmatsko aktivnostjo, ki je dala tudi pohorski tonalit. Toda ker so novejše raziskave pokazale, da je skrepenel tonalit v terciaru, so pripisali tudi Remšniku terciarno starost.

F. Hegemann (1960) je označil Remšnik kot ekstruzivno sedimentno rudišče, ki je verjetno nastalo na podoben način kakor piritna nahajališča v vzhodnoalpskih metamorfnih kameninah. Pri svoji razlagi se je skliceval na obliko rudnih teles in na dejstvo, da vsebuje galenit Remšnika iste sledne prvine kakor galenit v piritnih nahajališčih. Tudi A. Tornquistov (1929 b) opis enega izmed rudnih teles ne govori za metasomatski nastanek. Mineralna sestava tega rudnega telesa se spreminja od talnine proti krovnini. Prav to je eden izmed pomembnih dokazov za vulkanogeno-sedimentni nastanek rudišč. Če upoštevamo še F. Hegemannove (1960) geokemične podatke, potem se mi zdi bolj verjetno, da je nastala remšniška ruda pri vulkanogeno-sedimentnih procesih. Hidrotermalna aktivnost bi mogla biti v tem primeru v zvezi z ordovicijsko, ali silursko vulkansko fazo, ko so nastali tufiti v talnini rudnega

telesa. Po prisotnosti dolomita in sadre je možno nadalje sklepati, da so se izlile raztopine v plitek sedimentacijski bazen, morda v laguno. Možno je tudi, da je poznejša regionalna metamorfoza zabrisala prvotne sedimentne teksture in strukture v remšniški rudi.

Nastanek tega rudišča je torej še vedno sporen. Toda Remšnik se po geokemični paragenezi razlikuje od svinčevo-cinkovih rudišč v karbonsko-permskih skladih in še bolj od rudišč v permskih in triadnih skladih. Zato ga po položaju in geokemičnih značilnostih prištevam med kaledonska rudišča, podobno kot Okoško goro.

Na jugozahodnem vznožju Pohorja je v metamorfnih kameninah tudi svinčevo-cinkovo rudišče Rakovec. Po A. Aignerju (1907) je tu edini prvotni rudni mineral galenit, medtem ko naj bi bila cerusit in piromorfit nastala po oksidaciji. Po kosu z odvala starih del sklepam, da so v Rakovcu sledili kremenovo-galenitne žile, ki so vsebovale tudi nekaj sfalerita.

V metamorfnih kameninah Pohorja in Kozjaka so še druga, manj znana rudišča. A. Aigner (1907) je omenil halkopirit v Bistriškem jarku, E. Hatle (1885) pa galenit in sfalerit pri Kunigundi in v Mislinjskem potoku ter sfalerit, galenit in tetraedrit na Činžatu. Nadalje je E. Hatle (1885) pisal o piritu pri Bresternici in pri Viltušu, I. Češmiga (1959) pa o piritu pri Ogljenšaku.

V štalenskogorskih plasteh so v dolini Velunje pojavi svinčevo-cinkove rude v diabazu pri kmetiji Pistotnik in v skrilavcu pri kmetiji Grabnar. Po E. Hatleju (1885) naj bi bila svinčevo-cinkova ruda v skrilavcu vzporedna s plastovitostjo. A. Aigner (1907) je našel v skrilavcu gnezda in žilice z galenitom, sfaleritom in smithsonitom, S. Grafenauer (1965) pa v skrilavcu in diabazu predvsem kremenove in kremenovo-kalcitne žilice z rudnimi minerali. Ruda naj bi bila po njegovem nastala v dveh fazah; v prvo fazo je štel kremen, siderit, pirit, galenit in sfalerit, v drugo pa dolomit, kalcit, galenit, ponovno kremen in bournonit.

Po rudnih mineralih v dolini Velunje sklepam, da sta glavni prvini Pb in Zn, ki ju spremljata Cu in Sb. Po en vzorec sfalerita in galenita je spektralnokemično raziskal že E. Schroll (1954); rezultati teh dveh analiz so v tabeli 5. V sfaleritu je določil sorazmerno precej Cd, izredno veliko Hg, nekaj Mn in malo Sb. Galenit je vseboval povečano količino Ag in Sb. Dva nadaljnja vzorca galenita sta dala precej Ag in Cu ter močno obogatitev z Sb (tabela 5). Ena analiza je pokazala sorazmerno precej Ni.

Po mineralni sestavi in geokemični paragenezi se nahajališča v dolini Velunje še najbolj približujejo žilnim svinčevo-cinkovim rudiščem v Posavskih gubah, ki leže v karbonsko-permskih plasteh.

Poleg svinčevo-cinkove rude so raziskovali in celo odkopavali v štalenskogorskih plasteh na Hamunovem vrhu, dva km severno od Mežice, tudi železovo rudo. Po A. Tornquistu (1929c) gre za dve nahajališči, v katerih so nastali rudni minerali pri različnih pogojih.

Pri kmetiji Adam leže v svetlo in temno sivem skrilavcu tri leče diabaza, ki vsebujejo magnetitna telesa različne debeline. Bogata ruda sestoji v glavnem iz magnetita; njegova zrna imajo pogosto idiomorfne preseke s premeri okrog 150 mikronov. Manj so razširjena idiomorfna in delno resorbirana piritna in plagioklazova zrna. V siromašni rudi prevladujejo silikatni minerali, magnetit

pa nastopa v spremenljivih količinah. Po A. T o r n q u i s t u (1929 c) je nastala ta ruda pri separaciji tekoče magme. Iz magme se je najprej izločil pirit in nato drobnozrnati magnetit. Sledil je avgit, bolj ali manj sočasno pa je kristaliziral magnetit. Sledila je glavna faza orudenja, ko je nastala največja količina magnetita. V tej fazi je bil delno resorbiran pirit, izločati pa so se začeli plagioklazi. Večji del plagioklazov je nastal šele nekoliko pozneje. Z metamorfozo je bila nato kamenina spremenjena v klorit.

Tabela 4. Spektralne kemične analize sfalerita in galenita iz Remšnika (*V* ppm, *kolikor ni drugače označeno.* - *Nedoločljivo,* prazno *Ni bilo merjeno)*

Table 4. Spectrochemical analyses of sphalerite and galena from Remšnik (*In* ppm, *unless otherwise indicated.* - *Undeterminable,* blank *Not measured)*

| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Ag | 1 | 10 | 1 | 155 | 26 | 43 | 500 | 86 | 4500 |
| As | 10 | 5 | 100 | - | - | - | - | 5 | - |
| Bi | 3 | 5 | 1 | 1680 | - | - | 2000 | 6 | 600 |
| Cd | 10 | 1 | 10 | 2180 | 340 | 780 | | 15 | 60 |
| Co | 10 | 4 | 3 | 15 | 23 | - | | - | - |
| Cu | 1 | | 1 | 3770 | 330 | 390 | | | 2000 |
| Fe | 100 | | | >1 % | >100 | >100 | | | |
| Ga | 10 | | | 5 | 68 | 25 | | | |
| Ge | 1 | | | | - | - | | | |
| Hg | 10 | | | | - | - | | | |
| In | 1 | | 1 | 3 | 5 | 14 | | | - |
| Mn | 1 | 1 | 1 | 50 | 11 | 33 | | - | 2 |
| Mo | 1 | 1 | 10 | 3 | 4 | 2 | | - | - |
| Ni | 10 | 10 | 3 | 6 | 26 | 23 | | - | - |
| Pb | 100 | | | >1 % | >100 | >100 | | | |
| Sb | 5 | 10 | 30 | - | 28 | 11 | 50 | 240 | 800 |
| Sn | | | 3 | - | | | | | - |
| Te | | 20 | | | | | | - | |
| Tl | 5 | 0.2 | 10 | - | - | - | - | - | - |
| V | 1 | 1 | 1 | - | - | - | | - | - |
| Zn | | 10 | 100 | | | | | 150 | 600 |

*1* Najnižja določljiva vrednost v analizah št. 5 in 6 (analitik J. Fegeš)
The lowest determinable value for analysis No. 8 (Analyst (analyst J. Fegeš)

*2* Najnižja določljiva vrednost v analizi št. 8 (analitik J. Fegeš)
The lowest determinable value for analysis No. 8 (Analyst J. Fegeš)

*3* Najnižja določljiva vrednost v analizi št. 9 (analitik A. Gogala)
The lowest determinable value for analysis No. 9 (analyst A. Gogala)

*4-6* Sfalerit
Sphalerite

*7-9* Galenit
Galena

Magnetitna rudišča spremljajo kremenove žile s hematitom in magnetitom, ki pri kmetiji Hamun sečejo filit. Nadrobneje so raziskovali le eno žilo s smerjo SSE—NNW. V njej je prevladoval kremen, ki je vseboval tudi karbonatne minerale. Žile naj bi bile nastale tako (A. Tornquist, 1929c), da se je v razpokah izločala koloidna kremenica, kristaliziral pa je tudi hematit. Pri poznejših orogenetskih procesih je bil hematit spremenjen delno v magnetit. Zaradi tektonike so se žile zdrobile in premaknile. Nastala je breča; v njenem vezivu so kristalizirale mlajše kremenove generacije.

Hamunov vrh je naše najstarejše železovo rudišče.

Devonski skladi so ponekod v Karavankah orudeni neposredno pod njihovim stikom s spodnjekarbonskimi plastmi. Gre za cink, baker, svinec in antimon med Tržičem in Jezerskim, ki so nastali v spodnjem karbonu.

Tabela 5. Spektralne kemične analize sfalerita in galenita iz Velunje (*V* ppm, *kolikor ni drugače označeno.* - *Nedoločljivo,* prazno *Ni bilo merjeno)*

Table 5. Spectrochemical analyses of sphalerite and galena from Velunja (*In* ppm, *unless otherwise indicated.* - *Undeterminable,* blank *Not measured)*

| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 |
|---|---|---|---|---|---|
| Ag | 1 | 10 | 1000 | 700 | 570 |
| As | 200 | - | - | - | - |
| Bi | 5 | | 5 | - | 5 |
| Cd | 200 | 5000 | - | - | - |
| Co | 2 | - | | 9 | - |
| Cu | 3 | | | 1700 | 1400 |
| Fe | 32 | 5000 | | 2400 | 4200 |
| Ga | 2 | - | | - | - |
| Ge | | - | | | |
| Hg | | 300 | | | |
| In | | - | | | |
| Mn | 3 | 300 | | 54 | 81 |
| Mo | 1 | | | - | - |
| Ni | 1 | - | | 127 | 4 |
| Pb | 5 | | | >1 % | >1 % |
| Sb | 10 | 30 | 300 | ~7000 | 1200 |
| Sn | 10 | - | 30 | - | - |
| Tl | | - | - | | - |
| V | 3 | | | - | - |
| Zn | 100 | | | 1400 | >1 % |

*1* Najnižja določljiva vrednost v analizah št. 4 in 5 (analitik Z. Maksimović)
The lowest determinable value for analyses Nos. 4 and 5 (analyst Z. Maksimović)

*2* Sfalerit
Sphalerite

*3* Galenit
Galena

*4-5* Galenit
Galena

## Mlajši paleozoik

### *Karbon*

V Sloveniji prihajajo na zemeljsko površje spodnjekarbonski in zgornjekarbonski skladi. Kamenine srednjega karbona doslej paleontološko na prvotnem kraju nikjer niso bile določene. Toda prodniki srednjekarbonskega apnenca, ki sta jih našla A. Ramovš in B. Jurkovšek (1976) v trogkofelskem kremenovem konglomeratu pri Podlipoglavu, kažejo, da so morali biti odloženi v Posavskih gubah vzhodno od Ljubljane tudi srednjekarbonski skladi, vendar le v omejenem obsegu zaradi regresije, ki jo je povzročila srednjevariscična orogeneza.

Po A. Ramovšu (1970a, 1974) so spodnjekarbonske plasti nastajale v flišnem jarku južnih Karavank. V njihovem zaporedju se menjavajo apnene, laporaste in glinaste kamenine, više najdemo vmes tudi peščene plasti in kalkarenit. Zelo pogosten je še drobnik, ki se menjava z glinastim skrilavcem in meljevcem. Drobnik kaže postopno zrnavost, na spodnji ploskvi njegovih plasti so sledovi turbiditne sedimentacije.

Zgornjekarbonske plasti je uvrstil A. Ramovš v gželijsko in orenburgijsko stopnjo. V gželijski stopnji so nastali sljudni skrilavec, kremenov peščenjak, drobnozrnati kremenov konglomerat in leče sivega apnenca. Vodilni fosil je *Protriticites pramollensis* senior Kochansky-Devidé. Orenburgijska stopnja je bolj razširjena; razteza se od Kranjske gore prek Vitanj do Žetal. Tudi v tem času so nastajali klastični sedimenti: skrilavec, kremenov peščenjak in konglomerat z lečami apnenca. To so javorniški skladi, ki vsebujejo brahiopode, briozoje, krinoide, školjke in polže. Bolj redke so foraminifere; značilna je *Rugosofusulina alpina antiqua* (Schellwien). Vse kaže na litoralno cono, ki je bila zelo enotna na vsem območju Karavank. V centralni Sloveniji pa je bilo verjetno kopno.

Starost spodnjekarbonskega apnenca na Virnikovem Grintavcu je bila določena s konodonti (A. Ramovš, 1970a, 1971). Na apnencu ležita porfiroid in tuf s postopno zrnavostjo. Plasti so debele nekaj metrov. Porfiroid je skrilav in sericitiziran, v osnovi pa je ponekod razvita sferulitna struktura. Prisotnost teh kamenin dokazuje spodnjekarbonski vulkanizem. Kremenov peščenjak zgornjega karbona v okolici Ljubljane vsebuje po A. Hinterlechner-Ravnikovi drobce srednje kisle in bazične vulkanske kamenine z intersertalno strukturo, ki dokazujeta starejšo, verjetno spodnjekarbonsko vulkansko aktivnost. A. Ramovš (1954) pa je našel v permskem konglomeratu pri Podlipoglavu tudi prodnike tufa, v katerem je določil C. Germovšek albit. Gre torej za tuf kisle predornine, morda tudi v tem primeru spodnjekarbonske.

F. Teller (1898, str. 33) je poročal o pomembni rudni impregnaciji z medlico in cinabaritom na stiku devonskega grebenskega apnenca ter zgornjesilurskega skrilavca in drobnika na Stegovniku. V svojem delu iz leta 1886 je primerjal razmere na Stegovniku in pod Rušem. Na severozahodni strani Stegovnika je opisal dva raziskovalna rova, prvega pod staro rudarsko hišo in drugega nad njo. Spodnji rov, izkopan v skrilavcu, ni dosegel stika z apnencem, v zgornjem rovu pa je bil ta stik oruden z bakrovimi minerali in cinabaritom.

Pozneje so te rudne pojave še večkrat raziskovali in med drugim ugotovili, da gre za oruden stik devonskih in karbonskih plasti. Po B. Šinku (1974) slede rudni pojavi na Stegovniku (Zn, Pb, Sb) pod Rušem (Zn, Cu, Pb, Sb) in pod Virnikovim Grintavcem (Zn, Cu, Pb, Sb) razgibanemu devonskemu paleoreliefu ter imajo zelo nepravilne oblike. Rudni minerali so tako v talninskem devonskem apnencu, kakor tudi v krovninskih karbonskih klastitih. Obe kameninni sta neposredno ob stiku okremeneli. Predvsem devonski apnenec kaže ponekod značilno okremenelo skorjo z idiomorfnimi kremenovimi metakristali (sl. 4). Rudni minerali tvorijo zrnca, ki so tu in tam razvrščena vzporedno s plastovitostjo pa tudi nepravilno razvejane žilice in manjše leče.

Paragenezo sta preučila B. Šinko (1974) in M. Drovenik. Najstarejši mineral je pirit, ki mu pripada le malo zrn. Sledila sta glavna rudna minerala, najprej sfalerit in nato tetraedrit; ponekod prevladuje prvi, drugod drugi. V manjših količinah so nastali nekoliko pozneje boulangerit, halkopirit in geokronit (?). Sorazmerno pogosten je najmlajši prvotni rudni mineral galenit, ki nadomešča vse starejše minerale, predvsem sfalerit in tetraedrit. Sulfidna polja vsebujejo metakristale kalcita s tetraedritovimi in galenitovimi impregnacijami (sl. 5). Zanimive so baritne leče s cinabaritom ob stiku devonskih in karbonskih kamenin. Ti rudni pojavi vsebujejo poleg Zn, Cu, Pb in Sb tudi Hg in Ba. Spektralna kemična analiza tetraedritovega koncentrata, ki jo je napravil prof. Z. Maksimović, je pokazala tudi več kakor en odstotek As, nad 1000 ppm Ag, 2200 ppm Cd in 210 ppm Ni. Gre torej za zelo pestro geokemično paragenezo. L. Brigo in D. di Colbertaldo (1972) sta našla v Karnijskih Alpah podobne pojave prav tako ob stiku devonskega apnenca in karbonskih klastičnih usedlin. Po njunem mnenju gre za ekstruzivno-sedimentno rudo v zvezi s karbonskim spilitno-keratofirskim vulkanizmom. Po pestri geokemični paragenezi in vložkih predornine v karbonskih klastitih se vežejo tudi naši pojavi z isto magmatsko aktivnostjo. V Karnijskih Alpah so razširjeni Zn-Cu-Pb pojavi od Sappade do Trbiža, tj. na dolžini skoraj 100 km, skupaj z nahajališči v Karavankah pa znaša dolžina orudene cone ob stiku devonskih in karbonskih kamenin skoraj 140 km.

V zgornjekarbonskih klastičnih usedlinah orenburgijske stopnje so manjša železova rudišča; B. Berce (1956) je ločil dva pasova, prvega med Jeseničami in Tržičem ter drugega pri Vitanju. V prvem pasu so našli golice železove rude med Golico na zahodu in Begunjščico na vzhodu. Rudo so odkopavali v Belščici in Savskih jamah, kjer so pridobili okrog 250 000 ton siderita.

Karbonski skladi s sideritom v Savskih jamah so zgornji del javorniških plasti (M. Iskra, 1965). Sestoje iz glinastega skrilavca s prehodi v peščeno sljudnati skrilavec in peščenjak, ki ga lateralno zamenja kremenov konglomerat. Klastične kamenine vsebujejo vložke in plasti temnega apnenca, ki je ponekod bolj, drugod manj čist. Po Luschinu (M. Iskra, 1965, str. 289) je siderit vezan predvsem na vložke temnega apnenca, nekaj so ga našli tudi v klastičnih usedlinah. Rudna telesa so imela obliko žil in leč. Raztezala so se v smeri zahod—vzhod s strmim vpadom proti jugu.

Siderit je bil v rudnih telesih debelozrnat, zunaj njih pa srednjezrnat in v razpokah tudi drobnozrnat (B. Berce, 1956; M. Iskra, 1965). Že W. Voss (1895) je določil v rudi Savskih jam še pirit, markazit, galenit, halkopirit, sfalerit in realgar. B. Berce je našel avripigment, M. Iskra pa

ankerit. Poleg tega sem določil v železovi rudi tudi tetraedrit. Sulfidov je sorazmerno malo, prevladujeta galenit in sfalerit; v rudi imajo obliko žilic in različno velikih nepravilnih zrn. Siderit je ob stiku z njimi korodiran. Jalovinski mineral je navadno kalcit. Del kalcita predstavlja v sideritu in v sulfidih starejše vključke, za katere so značilne korozijske strukture. Del kalcita je nastal verjetno šele po orudenju. Tu in tam vsebuje železova ruda tudi kremen.

B. Berce je prištel ta rudišča k metasomatski skupini. Ker triadne plasti v krovnini rudišča Savske jame niso orudene, je sklepal, da je ruda nastala v zvezi s karbonsko magmatsko aktivnostjo, medtem ko jo je M. Iskra (1965) vezal na mlajšepaleozojski plutonizem pri mezotermalnih in epitermalnih pogojih. Poznejši orogenetski premiki so deformirali metasomatska telesa in jih ponekod tudi razkosali.

Ruda Savskih jam vsebuje predvsem Fe, mimo tega pa malo As, Cu, Pb, Sb in Zn. Sledne prvine v sfaleritu in galenitu Savskih jam je spektrokemično določil E. Schroll (1954). Njegove analize kažejo, da vsebuje sfalerit številne sledne prvine v sorazmerno velikih količinah. Pomembna je prisotnost Cd (3000 ppm), Co (5000 ppm), Fe (5 %), Ga (5000 ppm), Hg (500 ppm), Mn (1000 ppm), Ni (500 ppm), Sb (100 ppm) in Sn (300 ppm). Za galenit sta značilna Sb (5000 ppm) in Ag (500 ppm).

Vitanjski pas sestoji iz dveh delov; zahodni se razteza od Šoštanja do vasi Lipa, vzhodni pa od vasi Črešnjice do jugovzhodnega pobočja Konjiške gore. Geološko zgradbo in železovo rudo vitanjskega pasu je raziskoval že F. Rolle (1857 a), ki je tudi uvedel ime »vitanjska formacija železovih rud«. V zahodnem delu je našel sideritne leče v klastičnih kameninah, ki sestoje iz skrilavca in peščenega skrilavca z vložki kremenovega peščenjaka in konglomerata. Manj pogostne so leče temnega trdnega apnenca z belimi kalcitnimi žilami. Apnenec vsebuje ponekod ostanke krinoidov, koral in brahiopodov. Na podlagi fosilov je pripisal F. Rolle tem skladom karbonsko starost. Vzhodni del vitanjskega pasu je enako razvit kot zahodni (T. Zollikofer, 1859). Nadrobne raziskave so privedle F. Telerja (1889) do sklepa, da so kamenine vitanjskega pasu, ki vsebujejo siderit, zgornjekarbonske starosti. A. Ramovš (1960) jih je po favni pridružil k javorniškim skladom.

V zahodnem delu vitanjskega pasu so železovo rudo odkopavali pri Bricu, na Brdcih in pri Felicijanu, v vzhodnem pa v okolici Gloš, Črešnjic in Kamne gorice.

Siderit so v rudnih ležah spremljali galenit, sfalerit in pirit. Leče so vsebovale vložke apnenca in klastičnih kamenin. Po B. Bercetu (1956) je nastala tudi železova ruda vitanjskega pasu pri metasomatskih procesih. Toda F. Rolle (1857 a) je našel v njej sferosiderit. To je kroglast konkrecijski agregat sideritovih kristalov, ki nastaja na ta način, da voda izlužuje železo iz vrhnjih talnih plasti in ga prenaša v redukcijsko cono sedimentacijskega bazena. Tudi nekateri detajli v Savskih jamah govore v prid takšnega sedimentnega nastanka (M. Iskra, 1965). Sideritna rudna telesa so na obeh območjih — oddaljenih v zračni črti več kakor 80 km — omejena na določene plasti, in sicer leže v zgornjekarbonskih javorniških skladih. To bolj kaže na sedimentni nastanek siderita konec karbona kakor na epigenetsko karbonsko ali mlajšo magmatsko aktivnost. Zato naj ostane vprašanje nastanka naših železovih rudišč v zgornjekarbonskih skladih zaenkrat odprto. Vredno pa je omeniti I. Jurkovićevo (1961) raz-

lago o sedimentnem nastanku ljubijskega rudišča, ki leži prav tako v zgornjekarbonskih plasteh.

V bližini železovega rudišča Savske jame je tudi naše edino nahajališče arzena. Kremenov konglomerat javorniških skladov je oruden z realgarjem, ki ga spremlja avripigment.

*Karbonsko-permske plasti*

Na geološki karti avstro-ogrske monarhije je F. Hauer (1867—1873) uvrstil v karbonsko periodo zaporedje temno sivega glinastega skrilavca, svetlo sivega drobnozrnatega kremenovega peščenjaka in kremenovega konglomerata na Ljubljanskem gradu in Šišenskem hribu. Enako starost je pripisal podobnim skladom v jedrih Posavskih gub.

F. Kossmat (1906) je uvrstil iste sklade prav tako v karbonsko periodo. Na geološki karti 1 : 350 000, priloženi njegovi razpravi iz leta 1913, je del karbonskih plasti združil s permskimi in jih označil kot »karbon in permokarbon« verjetno zato, ker bi bilo ozke zgornjepermske pasove tehnično težko omejiti na karti tako majhnega merila.

Na geoloških kartah listov Celje—Radeče, Rogatec—Kozje in Ljubljana so uvrstili te sklade v karbonsko periodo, in sicer med »hochwipfelske sklade«. Tako jih je razporedil tudi I. Rakovec (1955) na svoji geološki karti ljubljanskega prostora.

V karbonsko periodo so šteli te sklade na podlagi dveh kriterijev:

1. V glinastem skrilavcu so našli na Ljubljanskem gradu praprot *Neuropteris tenuifolia* Ettingshausen, v peščenem skrilavcu pa drevesasto preslico *Calamites* sp. Tudi del stebla iglavca *Cordaites* sp. izvira iz skladov Ljubljanskega gradu. Ob cesti iz Ljubljane na Rudnik so določili novo vrsto praproti *Neoggerathia* sp. Ettingshausen. Ostanke sigilarij in kalamitov pa so našli v ležah antracita med polami črnega glinastega skrilavca in sivkasto modre peščene gline pri Litiji.

Pri Idriji so v enakih plasteh zasledili ostanke *Calamites suckowii* Brongniart, *Dictyopteris brongniarti* Gutb. in *Sagenaria* sp. (I. Rakovec, 1955). Toda A. Ramovš je podvomil (1966) v določitve teh rastlinskih vrst, češ da so slabo ohranjene.

2. Primerjali so litološki razvoj »hochwipfelskih« plasti Posavskih gub z ustreznimi plastmi v Karnijskih Alpah, kjer je bila karbonska starost dokazana s fosili (tournai in sp. namur). A. Ramovš je tudi temu oporekal (1966) z razlago, da se kamenine obeh območij ločijo med seboj.

Ko je A. Ramovš (1965 a) našel pri Ortneku v litološko podobnih plasteh, kot so »hochwipfelski« skladi v Posavskih gubah, na Kočevskem in v Karavankah, leče apnenca z značilno trogkofelsko favno, je začel iskati analogne plasti tudi v Posavskih gubah in drugod v Sloveniji. Pri Škofljici je našel v »hochwipfelskih« skladih vložek apnenca s slabo ohranjenimi foraminiferami in brahiopodi ter z debelimi krinoidi, ki po njegovem mišljenju kažejo na perm. Pozneje je našel trogkofelske sklade v klastičnem razvoju z bogato permsko favno v Karavankah (A. Ramovš in V. Kochansky-Devidé, 1965). Na trogkofelsko starost klastičnega razvoja plasti v Posavskih gubah in Loških hribih je sklepal tudi po konkordanci med grödenskimi in »hochwipfelskimi

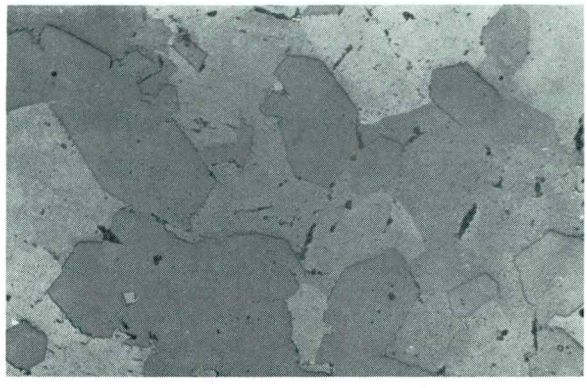
skladi«. Pri tem se je skliceval na F. Kossmata (1910) in takole sklepal: »Že Kossmat (1910, 23) piše, da ležijo grödenski skladi na ozemlju specialke Škofja Loka in Idrija navidezno konkordantno na karbonskih (= »hochwipfelskih«) plasteh. O navidezni konkordanci med »hochwipfelskimi« in grödenskimi skladi še večkat beremo v geološki literaturi. Konkordanca med »hochwipfelskimi« in grödenskimi skladi je vidna še marsikje drugje v Ljubljanski okolici in v Loških hribih.« Poglejmo še, kaj je pisal F. Kossmat (1910, 23—24) o medsebojni legi karbonskih in grödenskih plasti: »Permski peščenjaki in konglomerati, ki jih je lahko spoznati po njihovih facialnih značilnostih, slede navidezno konkordantno na karbonskih plasteh, toda iz raznih okoliščin sledi, da obstaja sedimentacijska vrzel med obema kompleksoma. Južno od Julijskih Alp manjkajo s fosili bogate fuzulinske plasti in permokarbonski apnenci Karavank. Nadalje opazujemo marsikje, npr. v okolici Ljubljane tj. vzhodno od lista Škofja Loka, da leže permski peščenjaki ponekod na karbonskih skrilavcih, drugod na karbonskih peščenjakih in konglomeratih, ki sicer slede neposredno karbonskim skrilavcem. Poleg tega najdemo v klastičnih permskih kameninah pogostne fragmente črnih karbonskih skrilavcev«. Podobno je opozoril B. Berce (1958) na delce karbonskih skrilavcev v grödenskih sedimentnih kameninah v neposredni okolici Idrije, vendar se ni skliceval na F. Kossmata.

Iz konteksta A. Ramovševega pisanja sledi, da je hotel uporabiti F. Kossmata za dokaz svoje interpretacije konkordantne lege grödenskih plasti na karbonskih. Toda F. Kossmat je pisal o navidezni konkordanci in sedimentacijski vrzeli. A. Ramovš je v dveh stavkih atribut o navideznosti še uporabil, v tretjem pa ga je izpustil, ne da bi navedel kakršenkoli dokaz za pravo konkordanco. Končno je posplošil trogkofelske sklade na vse »hochwipfelske« sklade v Sloveniji, torej ne le v Posavskih gubah, ampak tudi na Kočevskem in celo na sosednjem Hrvaškem (A. Ramovš, 1965 b).

Z Ramovševo uvrstitvijo »hochwipfelskih« skladov v trogkofelsko stopnjo se niso strinjali vsi geologi, češ da za to ni pravih dokazov, razen na Ortneku in v Karavankah. Zato so bodisi uvrstili klastično serijo v permokarbon s simbolom C, P (U. Premru, 1974 a, 1974 b, 1975 a) ali zadržali karbonsko starost (I. Mlakar in M. Drovenik, 1971). Drugi so uporabili bolj splošno ime »mlajši paleozoik« (L. Placer, 1973). Na metalogenetski karti so označene te plasti kot »karbon in perm«, v tej študiji pa s priredno zloženko »karbonsko-permske« plasti, kar pomeni isto kot karbonske in permske plasti.

V širši okolici Ljubljane so v karbonsko-permskih plasteh kopali in predelovali bakrovo, železovo in svinčevo rudo že v predzgodovinski dobi. V novem veku je bila Litija rudarsko središče z enim izmed največjih rudnih bogastev v Vzhodnih Alpah, kot je pisal A. Tornquist (1929 a, str. 13). Svinčeva in cinkova ruda je vsebovala ponekod v ekonomski količini tudi cinabarit, barit in halkopirit. Koncentrirana je bila v žilah, ali v konkordantnih rudnih telesih. Med Hrastnico na zahodu in Pecljem pri Sevnici na vzhodu je raztresenih na dolžini 80 km prek 40 nahajališč, povečini v litijski antiklinali Posavskih gub, posamezna pa v trojanski antiklinali in na škofjeloško-polhograjskem območju.

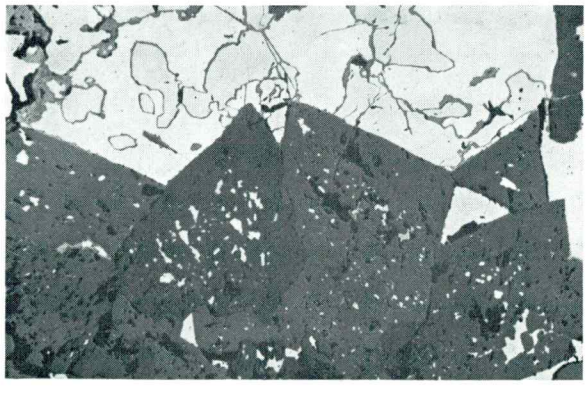
Po mineralni sestavi razlikujemo v karbonsko-permskih plasteh Posavskih gub naslednje skupine rudišč:



Sl. 4 — Fig. 4

Stegovnik. Kremenovi metakristali v apnencu. Odsevna polarizirana svetloba, 100 ×.

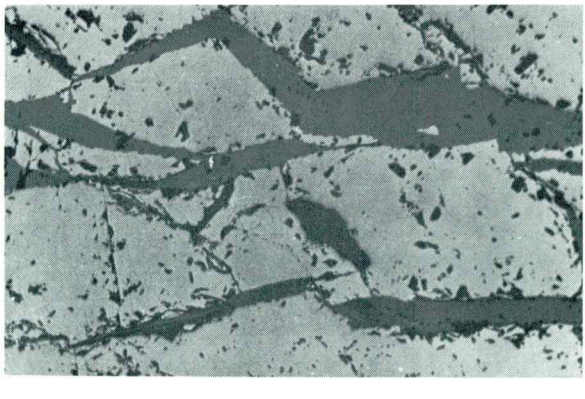
Stegovnik. Quartz metacrysts enclosed by limestone. Reflected polarized light, 100 ×.



Sl. 5 — Fig. 5

Stegovnik. Galenit nadomešča tetraedrit. Kalcitovi metakristali vsebujejo vključke galenita. Odsevna polarizirana svetloba, 100 ×.

Stegovnik. Tetrahedrite replaced by galena. Note the galena inclusions in calcite metacrysts. Reflected polarized light, 100 ×.



Sl. 6 — Fig. 6

Češnjice. V razpokah sfalerita sta kristalizirala siderit in kremen. Odsevna polarizirana svetloba, 160 ×.

Češnjice. Siderite and quartz veinlets cutting sphalerite. Reflected polarized light, 160 ×.

1. rudišča s sfaleritom kot glavnim rudnim mineralom
2. rudišča s svinčevo-cinkovo rudo, v kateri prevladuje galenit,
3. rudišča, ki vsebujejo poleg galenita in sfalerita še cinabarit,
4. rudišča s cinabaritom kot glavnim rudnim mineralom,
5. rudišča z antimonitom kot glavnim rudnim mineralom.

Za prvo skupino so značilne diskordantne rudne žile v generalni smeri W—E, delno NW—SE in le redko N—S. V trojanski antiklinali so tovrstne žile pri Češnjicah (Zn, Pb, Cu) in v Zlatenku (Zn, Pb, Cu), v litijski severno od Save pa pri Cirkušah (Zn, Pb, Cu), Agati (Zn), Verneku (Zn, Pb), Tolstem vrhu (Zn, Pb, Cu) in v Ponovičah (Zn, Pb).

Nadrobno sem raziskal vzorce z odvalov v Češnjicah, Zlatenku in Ponovičah. Ruda iz Češnjic ima najbolj enostavno mineralno sestavo. Rudne žile in žilice sečejo drobnozrnati in srednjezrnati peščenjak, tu in tam tudi glinasti skrilavec. V razpokah je najprej kristaliziral kremen, ki je v rudi najpogostejši mineral. V geodah z lepo razvitimi kremenovimi kristalčki se je izločal nato rjavi, temno rjavi ali rdečkasto rjavi sfalerit, ki ga spremlja tu in tam halkopirit. Sfalerit je najstarejši rudni mineral. Pri tektonskih premikih je bil zdrobljen, v razpokah pa sta kristalizirala kremen in siderit (sl. 6) ter nekoliko pozneje pirit in markazit. Nato so se iz prihajajočih raztopin izločali halkopirit, tetraedrit in galenit, zadnja dva v zelo majhnih količinah. Halkopirit najdemo v nepravilnih zrnih in tankih žilicah v sfaleritu in kremenu. V paragenezi je najmlajši prvotni rudni mineral galenit, ki nadomešča starejše sulfide in siderit. Po W. V o s s u (1895) vsebuje češnjiška ruda tudi antimonit, vendar ga sedaj nisem našel. Pri oksidaciji so nastali v rudi le železovi hidroksidi.

Med orudenjem so hidrotermalne raztopine prenikale v peščenjak. Iz njih se je izločal zlasti kremen, ki je ob žilah skoraj povsem nadomestil osnovo peščenjaka, pri tem pa so rastla njegova detritična zrnca (sl. 7 in 8). Tako spremenjena kamenina vsebuje še vedno zrnca prvotnih mineralov, ki jih raztopine niso utegnile nadomestiti (sl. 7).

Glavna prvina v Češnjicah je Zn, ki se mu pridružujeta Cu in Pb ter nekaj Sb. Spektralna kemična analiza treh vzorcev sfalerita je pokazala več slednih prvin (tabela 6), toda nekoliko višje vrednosti imajo le Cd, Co, Cu in Ga ter v nekaterih vzorcih In in Ni. A. G o g a l a je železo v sfaleritu (vzorec št. 5) določila spektrofotometrično po rodanidni metodi. Tudi v vseh drugih primerih je določila železo v sfaleritu na ta način. Po masnospektrometrični analizi je sestava žvepla v sfaleritu in halkopiritu zelo enotna (M. D r o v e n i k in sod., 1976), rahlo povečana pa je vrednost $\delta S^{34}$, ki se spreminja od +3,72 ‰ do +1,21 ‰; srednja vrednost za 9 vzorcev je +2,59 ‰.

Tudi v zlatenških žilah je kremen najstarejši mineral. Nato se je izločal sfalerit, ki močno prevladuje med rudnimi minerali. Zapolnil je številne geode v kremenovih žilah, pri tem so raztopine, iz katerih je kristaliziral, pogosto korodirale prvotne idiomorfne kremenove kristale. Iz hidrotermalnih raztopin so se po slabši tektonski fazi, ki je zdrobila kremen in sfalerit, izločali siderit, mlajša generacija kremena in verjetno tudi barit. Sledila je faza s halkopiritom, tetraedritom in argentopiritom (?). Slednji tvori v starejših rudnih mineralih, predvsem v sfaleritu, zelo tanke žilice in nepravilna majhna polja s premerom pod 30 mikronov. Najmlajši prvotni rudni mineral je galenit. Sekundarni minerali so železovi hidroksidi in covellin.

Tudi v zlatenški rudi je glavna prvina Zn. Precej manj je Cu in Pb in le v zelo majhnih količinah je prisoten Sb. Sfalerit (tabela 6) vsebuje iste sledne prvine in tudi v podobnih koncentracijah kakor češnjiški sfalerit. Razlika je le v tem, da vsebuje zlatenški različek tudi nekaj Mo.

Izmed analiziranih vzorcev halkopirita je prav vzorec iz Zlatenka najbogatejši s slednimi prvinami (tabela 3). Značilna je visoka vsebnost As ter obogatitev z Mo, Ni, Sb in predvsem s Sn.

V Ponovičah sem našel na odvalu kose sfaleritno-kremenovih žil, sfaleritnih žil, pa tudi kose sive drobnozrnate klastične kamenine, impregnirane s sfaleritom. Nabral sem še nekaj kosov barita, ki niso vsebovali rudnih mineralov. O tej rudi je pisal W. Voss (1895), mikroskopsko pa sta jo raziskala S. Grafenauer in M. Drovenik. Našla sta, da je rjavi, večidel debelozrnati sfalerit precej čist. V porah in razpokah kremenovo-sfaleritnih in sfaleritnih žil so kristalizirali siderit, dolomit in mlajša generacija kremena. Halkopirit in galenit ter zelo redko pirit so sledili razkolnosti sfalerita, stikom njegovih zrn in zdrobljenim conam. Le v sledovih vsebuje ponoviška ruda tudi tetraedrit,

Tabela 6. Spektralne kemične analize sfalerita *(V* ppm, *kolikor ni drugače označeno. - Nedoločljivo,* prazno *Ni bilo merjeno)*

Table 6. Spectrochemical analyses of sphalerite *(In* ppm, *unless otherwise indicated. - Undeterminable,* blank *Not measured)*

| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Ag | 1 | 1 | 1.4 | 3.1 | 1 | 3 | 25 | 5 | 8.8 |
| As | 10 | 100 | - | - | 100 | - | - | - | - |
| Bi | 3 | 1 | - | - | - | - | - | - | - |
| Cd | 10 | 30 | 240 | 16.8 | 600 | 1380 | 460 | 600 | 550 |
| Co | 10 | 3 | 19 | - | 80 | 13 | 14 | 100 | 16 |
| Cu | 1 | 1 | 145 | 120 | 1000 | 1000 | 260 | 1000 | 360 |
| Fe | 100 | | 220 | 100 | 1.16 % | 1 % | 100 | 0.55 % | 100 |
| Ga | 10 | 1 | 89 | 60 | 200 | 40 | 41 | 80 | 36 |
| Ge | 1 | 1 | 50 | 51 | 80 | 10 | 1.2 | 40 | 2.7 |
| Hg | 10 | | 49 | - | | | - | | - |
| In | 1 | 1 | 18 | 35 | 7 | - | 3.2 | - | 17 |
| Mn | 1 | 1 | 28 | - | 20 | 470 | 31 | 7 | 13 |
| Mo | 1 | 10 | - | 1.6 | - | 16 | 5.3 | - | 20 |
| Ni | 10 | 3 | 19.5 | 19.5 | 20 | 3 | 35 | - | 42 |
| Pb | 100 | 1 | - | 100 | 50 | 1 % | 100 | 25 | 100 |
| Sb | 5 | 100 | 9.8 | - | - | - | 80 | 150 | - |
| Sn | | 3 | | | 50 | 11 | | - | |
| Tl | 5 | 10 | 5.1 | - | - | - | - | - | - |
| V | 1 | 3 | - | - | - | - | - | - | - |

*1* Najnižja določljiva vrednost v analizah št. 3, 4, 7 in 9 (analitik J. Fegeš)
The lowest determinable value for analyses Nos. 3, 4, 7 and 9 (analyst J. Fegeš)

*2* Najnižja določljiva vrednost v analizah št. 5 in 8 (analitik A. Gogala)
The lowest determinable value for analyses Nos. 5 and 8 (analyst A. Gogala)

*3-5* Češnjice

*6-8* Ponoviče

*9* Zlatenek

ki je starejši od galenita. Mineralna sestava govori za mezotermalni nastanek tega rudišča.

Cinku se pridružujeta Cu in Pb. Analize treh vzorcev sfalerita povedo, da vsebuje ta mineral sicer številne sledne prvine, toda v večjih količinah le Cd, Co, Cu in Ga. Ena izmed analiz je pokazala tudi nekaj Mo. Sulfidno žveplo v Ponovičah ima zelo homogeno sestavo, v primerjavi s sulfidnim žveplom v Češnjicah pa je rahlo obogateno z $S^{32}$. Vrednost $\delta S^{34}$ se spreminja od —3,55 ‰ do —4,60 ‰, srednja vrednost za 5 vzorcev je —4 ‰.

V drugo skupino spada največ žilnih rudišč. Leže povečini v litijski antiklinali južno od Save in v njenem podaljšku proti vzhodu do Sevnice. V to skupino štejemo svinčevo-cinkova rudišča Andrejevec, Brezno, Jazbine, Laški potok, Lenart, Log pri Budni vasi, Log pri Litiji, Lokavec, Maljek, Padež, Paradišče, Pasjek, Pecelj, Podgorica, Podgorje, Podlipoglav, imenovan tudi Javorje, Podkraj, Pusti mlin, Razbor, Radež, Štanga, Štangarske Poljane, Štrus, Trebeljevo, Vajnof, Zagorica in Zavrstnik.

V večini teh rudišč so le s posameznimi rovi sledili rudne žile. Na odvalih skoraj ni več mogoče dobiti vzorcev za mikroskopske in druge raziskave. Drugod, npr. v Lokavcu, Maljeku, Podlipoglavu, Zavrstniku in Zagorici, so rudo tudi odkopavali, vendar je bila proizvodnja majhna. Največ so pridobivali svinec. Nepravilne rudne žile v skrilavcu, peščenjaku in bolj redko v konglomeratu so imele smer W—E in NW—SE ter so se po smeri in vpadu izklinjale.

Značilni predstavniki te skupine so mezotermalna rudišča Zavrstnik, Maljek in Zagorica. Kvalitativna mineralna sestava in zaporedje kristalizacije rudnih in jalovinskih mineralov se ne razlikujeta bistveno od prve skupine. Rudni minerali so kristalizirali v zaporedju sfalerit-halkopirit-tetraedrit-galenit. Verjetno vsebuje ruda tudi dve generaciji pirita; prva je starejša od galenita, morda tudi od sfalerita, druga pa je zanesljivo mlajša od galenita. Mlajša generacija pirita tvori namreč v galenitu metakristale, ki vsebujejo pogosto vključke galenita. Nekateri jalovinski minerali so starejši, drugi pa mlajši od rudnih. Zastopani so s kremenom, baritom, sideritom in kalcitom. Od prve skupine se razlikujejo ta rudišča po kvantitativni mineralni sestavi. Najpogostejši rudni mineral je tu galenit, kar velja skoraj za vsa rudišča druge skupine. V rudi Zavrstnika, Maljeka in Zagorice je sorazmerno manj sfalerita in pirita ter zelo malo halkopirita in tetraedrita. Žile so vsebovale tudi precej manj kremena, zato pa več barita, ki je v nekaterih žilah glavni jalovinski mineral.

Sfalerit iz Zavrstnika, Maljeka in Zagorice (tabela 7) vsebuje iste sledne prvine v bolj ali manj enakih količinah; obogaten je s Cd, Cu, redko z Ga, vsebuje pa tudi nekaj Co in Sb. Galenit iz Zavrstnika, Maljeka, Zagorice, Podlipoglava, Lokavca in Loga (tabela 8) pa je neenakomerno bogat z Ag in Sb, le en vzorec iz Maljeka je bil močno obogaten tudi z As.

Vrednost $\delta S^{34}$ sulfidnega žvepla se spreminja v devetih vzorcih iz Zavrstnika od —5,03 ‰ do —8,82 ‰ v štirih vzorcih iz Maljeka od —4,36 ‰ do —7,41 ‰ in v štirih vzorcih iz Zagorice od —1,47 ‰ do —8,45 ‰. V vseh treh rudiščih je razmerje med $S^{32}$ in $S^{34}$ skoraj enako, kar dokazujejo tudi srednje vrednosti, ki znašajo v Zavrstniku —6,17 ‰, Maljeku —6 ‰ ter v Zagorici —5,2 ‰ (M. Drovenik in sod., 1976).

Ekonomsko najpomembnejša je bila tretja skupina rudišč. Zanjo so značilne rudne žile, ki so vsebovale poleg galenita in sfalerita tudi različne količine

cinabarita ter ponekod v ekonomski količini barit. Rudo so kopali največ v Litiji (Pb, Zn, Hg, Cu, Ba), Knapovžah (Pb, Zn, Hg) in Plešah (Pb, Zn, Ba, Hg); raziskovali pa so jo tudi pri Budni vasi (Pb, Zn, Hg), Hrastnici (Pb, Zn, Hg) in v Sredniku (Pb, Zn, Hg).

Največje rudne zaloge je imela Litija, kjer so pridobili približno 50 000 t Pb, 1000 kg Ag, 42,5 t Hg in 30 000 t barita. Rudišče sta na kratko opisala A. Brunlechner (1885) in Em. Riedl (1886), nadrobno ga je preučil A. Tornquist (1929a). Ukvarjali so se z njim tudi S. Žebre (1955), S. Grafenauer (1963, 1965) in M. Fabjančič (1966).

V rudišču so prevladovale konkordantne rudne žile, diskordantnih je bilo manj. Vseh so našteli blizu 40. Glavna je bila dvojna rudna žila Zora in Nada. Druge pomembnejše žile so bile Alma, Antonija in Dana (S. Žebre, 1955). Povečini so imele smer NW—SE in vpad pod kotom 40° proti NE. Večje žile so odkopavali po smeri več 100 m, po vpadu pa 100 m do 150 m. Njihova debelina se je spreminjala navadno od 0,5 m do 1 m, redko je presegla 2 m. Porudna tekto-

Tabela 7. Spektralne kemične analize sfalerita (*V* ppm, *kolikor ni drugače označeno. - Nedoločljivo,* prazno *Ni bilo merjeno)*

Table 7. Spectrochemical analyses of sphalerite (*In* ppm, *unless otherwise indicated. - Undeterminable,* blank *Not measured)*

| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Ag | 1 | 1 | 2 | 3 | - | 1 | 1 |
| As | 100 | 10 | - | - | - | - | - |
| Bi | 1 | 3 | - | - | - | - | - |
| Cd | 30 | 10 | 600 | 950 | 530 | 240 | 850 |
| Co | 3 | 10 | 30 | 25 | 10 | - | 30 |
| Cu | 1 | 1 | 1000 | 800 | 150 | 180 | 1000 |
| Fe | | 100 | 0.91 % | 0.79 % | 200 | >100 | 1.41 % |
| Ga | 1 | 10 | 300 | 250 | 55 | 72 | 300 |
| Ge | 1 | 1 | 35 | 35 | 16 | - | 30 |
| Hg | | 10 | | | 10 | - | |
| In | 1 | 1 | 2 | 1 | 4.4 | - | 2 |
| Mn | 1 | 1 | 250 | 60 | 22 | 13 | 500 |
| Mo | 10 | 1 | - | - | - | 1 | - |
| Ni | 3 | 10 | 4 | 3 | 13.5 | 16.5 | 15 |
| Pb | 1 | 100 | 20 | 25 | - | >100 | 300 |
| Sb | 100 | 5 | 100 | 150 | 41 | 18 | 200 |
| Sn | 3 | | 30 | 5 | | | 6 |
| Tl | 10 | 5 | - | - | - | - | - |
| V | 3 | 1 | - | - | - | - | - |

*1* Najnižja določljiva vrednost v analizah št. 3, 4 in 7 (analitik A. Gogala)
The lowest determinable value for analyses Nos. 3, 4 and 7 (analyst A. Gogala)

*2* Najnižja določljiva vrednost v analizah 5 in 6 (analitik J. Fegeš)
The lowest determinable value for analyses Nos. 5 and 6 (analyst J. Fegeš)

*3-5* Zavrstnik

*6* Maljek

*7* Zagorica

nika je razkosala rudne žile po smeri in po vpadu, kar je oteževalo raziskovanje in odkopavanje (S. Žebre, 1955).

Prikamenina rudnih žil je peščenjak, ki vsebuje tu in tam leče konglomerata. Peščenjak sestoji (S. Grafenauer, 1963) iz zrn kremena in muskovita, redkeje biotita, klorita, kalcita, pirita in bituminoznih snovi, pa tudi iz odlomkov kvarcita in bituminoznega glinastega skrilavca. Prevladujejo kremenova zrna, ki merijo okrog 0,3 do 0,5 mm. Drobnozrnato vezivo vsebuje poleg mineralov glin tudi sericit, organsko snov in akcesorne sestavine. V konglomeratu se poveča količina kvarcita na račun kremena in muskovita, mimo tega pa vsebuje tudi zrnca roženca. Zrnca konglomerata so velika 3 do 5 mm, le nekatera presežejo en centimeter. Temno sivi glinasti skrilavec sestoji predvsem iz kremena, sericita, bituminoznih snovi in illita. Vezivo peščenjaka vsebuje v bližini rude tudi kalcit, dolomit in siderit, kar kaže, da so ti trije minerali kristalizirali iz hidrotermalnih raztopin. Meja med rudo in prikamenino je v talnini navadno ostra,

Tabela 8. Spektralne kemične analize galenita (*V* ppm, - *Nedoločljivo*, prazno *Ni bilo merjeno*)

Table 8. Spectrochemical analyses of galena (*In* ppm, - *Undeterminable*, blank *Not measured*)

| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Ag | 10 | 1 | 70 | 255 | 120 | 150 | 13 | 110 | 12 | 24 | 40 | 50 | 50 |
| As | 5 | 100 | 7,6 | 11,8 | - | - | - | 6.2 | 1200 | 8.4 | - | - | - |
| Bi | 5 | 1 | - | - | - | - | 4 | - | - | - | - | - | - |
| Cd | 1 | 10 | - | - | - | - | - | 5.9 | 4.6 | 2.4 | 15 | - | - |
| Co | 4 | 3 | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - |
| Cu | | 1 | | | 4 | | 65 | | | | 10 | 150 | 10 |
| In | | 1 | | | - | | - | | | | - | - | - |
| Mn | 1 | 1 | 40 | 44 | 1000 | 48 | 40 | 2.4 | 1 | 46 | 150 | 10 | 40 |
| Mo | 1 | 10 | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - |
| Ni | 10 | 3 | - | 11.5 | - | - | - | - | - | 13 | - | - | 10 |
| Sb | 10 | 30 | 115 | 175 | 90 | 19 | 250 | 43 | - | 60 | 150 | 300 | 200 |
| Sn | | 3 | | | - | | - | | | | 3 | - | - |
| Te | 20 | | - | - | | - | | - | - | - | | | |
| Tl | 0.2 | 10 | 0.76 | - | - | - | - | 0.5 | 0.9 | - | - | - | - |
| V | 1 | 1 | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - |
| Zn | 10 | 100 | - | 162 | 1000 | - | - | 260 | 2800 | 1800 | >3000 | - | - |

*1* Najnižja določljiva vrednost v analizah št. 3, 4, 6, 8, 9 in 10 (analitik J. Fegeš)
The lowest determinable value for analyses Nos. 3, 4, 6, 8, 9 and 10 (analyst J. Fegeš)

*2* Najnižja določljiva vrednost v analizah 5, 7, 11, 12 in 13 (analitik A. Gogala)
The lowest determinable value for analyses 5, 7, 11, 12 and 13 (analyst A. Gogala)

*3-5* Zavrstnik

*6-7* Zagorica

*8-9* Maljek

*10* Podlipoglav

*11-12* Lokavec

*13* Log (Radeče)

ker je bil peščenjak spremenjen v hidrotermalno glino (S. Grafenauer, 1963).

Litija ima prav gotovo med vsemi svinčevo-cinkovimi rudišči v karbonsko-permskih plasteh Posavskih gub najbolj kompleksno mineralno paragenezo. A. Tornquist (1929a) je razlikoval v njenem razvoju štiri faze. Njegov seznam mineralov je dopolnil S. Grafenauer (1963). V prvi fazi so od jalovinskih mineralov nastali kremen, dolomit, kalcit in siderit, od rudnih pa le pirit.

Za drugo fazo je značilen sfalerit, iz raztopin pa sta se izločala še kalcit in siderit. V tretji fazi je nastala pestra mineralna združba galenita, tetraedrita, bournonita, halkopirita ter pirita in kremena. Največ mineralov se je izločilo v četrti fazi. V žilah so nastali barit, dolomit, kremen, siderit, sfalerit, metacinabarit, cinabarit, tetraedrit, galenit, kremen in kot najmlajši realgar. S. Grafenauer (1963) je med hipogenimi minerali omenil sicer tudi markazit, tennantit in avripigment, vendar jih v kristalizacijsko shemo ni uvrstil. Rudni in jalovinski minerali v Litiji, kakor tudi v drugih rudiščih te skupine so kristalizirali v glavnem pri mezotermalnih pogojih, toda mlajši minerali so nastali iz nizkotemperaturnih raztopin. Makroskopske in mikroskopske slike litijske rude sta objavila A. Tornquist (1929a) in S. Grafenauer (1963).

Rudne žile so imele pogosto simetrično zgradbo; ob bokih so bili višjetemperaturni, v sredini pa nižjetemperaturni minerali. Po M. Fabjančiču (1966) so bili rudni in jalovinski minerali po višini conarno razvrščeni. V zgornjih delih rudnih žil je prevladoval barit, ki je vseboval galenit in pogosto tudi cinabarit. Niže se je najprej zmanjšala količina barita, nato pa tudi galenita. Istočasno se je začel pojavljati sfalerit. Njegova količina se je z globino večala, tako da je postal glavni rudni mineral; spremljal ga je kremen. Žile so se končale z jalovimi kremenovimi koreni.

Drugo rudišče, Pleše, leži v najzahodnejšem delu rudnega pasu, ki se razprostira od Litije do Škofljice (S. Žebre, 1955). Bogastvo tega rudišča sta predstavljala galenit in barit. V manjših količinah so ju spremljali sfalerit, halkopirit, pirit, markazit, bakrova medlica in cinabarit (J. Sedlar, 1950).

Rudni in jalovinski minerali so se v Plešah koncentrirali predvsem v lečastih metasomatskih rudnih telesih, manj pa v žilah. Leče in žile, ki jih je prizadela porudna tektonika, vpadajo pod kotom 40° proti NW. V zgornjem delu rudišča je bila ruda na stiku triadnih karbonatnih kamenin in karbonsko-permskega skrilavca, sicer pa je menil S. Žebre (1955), da je vezana ruda predvsem na neprepustno plast skrilavca. Večji del rude je bil v nižjih legah v peščenjaku. Vsekakor je zanimivo, da je vseboval triadni dolomit tudi zrna in žile barita, debele celo do enega metra. Pleše so edini primer svinčevo-cinkovega rudišča v karbonsko-permskih plasteh Posavskih gub, kjer so orudeni tudi krovninski triadni skladi.

Rudo so kopali tudi v Knapovžah pri Medvodah. Karbonsko-permski sljudnati peščenjak, kremenov konglomerat in glinasti skrilavec je presekal sistem prelomov, v katerih so nato kristalizirali rudni in jalovinski minerali. Tako so nastale žile v smeri NNW—SSE in NW—SE. Vpadale so pod kotom 60 do 70° proti severovzhodu. Rudišče sta poznala že M. V. Lipold (1857) in W. Voss (1895), pozneje ga je omenil K. Hinterlechner (1918), medtem ko sta rudo nadrobneje raziskala A. Tornquist (1929a) in S. Grafenauer (1965).

Poleg srebronosnega galenita vsebuje med hipogenimi minerali še sfalerit, cinabarit, samorodno živo srebro, pirit, halkopirit, tetraedrit, barit, dolomit, siderit, kremen in kalcit. Rudni in jalovinski minerali so nastali po S. Grafenauerju v treh fazah in so v žilah neenakomerno razvrščeni; to velja predvsem za cinabarit in samorodno živo srebro.

Vzorci sfalerita iz Litije in Pleš vsebujejo iste sledne prvine in tudi v približno enakih količinah (tabela 9). Povečane so vrednosti Cd, Co in Cu, poleg tega so prisotni Ga, Mn in Sb. En litijski vzorec je vseboval visoko vrednost Hg, drugi pa precej In. Galenit iz Litije, Pleš in Knapovž je sicer obogaten z Ag, Cu in tudi s Sb, vendar so količine teh prvin različne (tabela 10). Analiza dveh vzorcev cinabarita iz Litije je tudi dala precej različne vrednosti slednih prvin. Neskladnost je posledica različne sestave in strukture obeh vzorcev. V prvem primeru (tabela 11, št. 3) gre za cinabarit, ki ga spremljata pirit in galenit; vsi

Tabela 9. Spektralne kemične analize sfalerita (*V* ppm, *kolikor ni drugače označeno. - Nedoločljivo, prazno Ni bilo merjeno*)

Table 9. Spectrochemical analyses of sphalerite (*In* ppm, *unless otherwise indicated. - Undeterminable,* blank *Not measured*)

| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Ag | 1 | 1 | 1 | - | 2 | 4 | 25 | - | 3 |
| As | 100 | 200 | 10 | - | - | - | - | - | - |
| Bi | 1 | 5 | 5 | | - | - | - | - | - |
| Cd | 30 | 200 | 10 | 1000 | 1635 | 600 | 5000 | 350 | 500 |
| Co | 3 | 2 | 10 | 300 | 15 | 45 | - | 10 | 60 |
| Cu | 1 | 3 | 1 | | 1000 | >1000 | 570 | 116 | >1000 |
| Fe | | 32 | 100 | 5000 | >1 % | 4.50 % | 3400 | 180 | 0.79 % |
| Ga | 1 | 2 | 10 | 30 | 110 | 400 | - | 60 | 150 |
| Ge | 1 | | 1 | 100 | - | 35 | | 16 | 40 |
| Hg | | | 10 | 500 | | | | 10 | |
| In | 1 | | 1 | - | 65 | 3 | | 1.2 | - |
| Mn | 1 | 3 | 1 | - | 1680 | 60 | 40 | 29 | 80 |
| Mo | 10 | 1 | 1 | | - | - | - | 1 | - |
| Ni | 3 | 1 | 10 | 30 | 10 | 15 | - | 18 | - |
| Pb | 1 | 5 | 100 | | 1 % | >1000 | 80 | - | 20 |
| Sb | 100 | 10 | 5 | 300 | - | 150 | 350 | 29 | 120 |
| Sn | 3 | 10 | | - | 10 | 6 | - | | 20 |
| Tl | 10 | | 5 | - | - | - | | - | - |
| V | 3 | 3 | 1 | | - | 30 | - | - | - |

*1* Najnižja določljiva vrednost v analizah št. 6 in 9 (analitik A. Gogala)
The lowest determinable value for analyses Nos. 6 and 9 (analyst A. Gogala)

*2* Najnižja določljiva vrednost v analizi št. 7 (analitik Z. Maksimović)
The lowest determinable value for analysis No. 7 (analyst Z. Maksimović)

*3* Najnižja določljiva vrednost v analizi št. 8 (analitik J. Fegeš)
The lowest determinable value for analysis No. 8 (analyst J. Fegeš)

*4-6* Litija (E. Schroll, 1954; M. Drovenik, 1972)

*7-9* Pleše

Tabela 10. Spektralne kemične analize galenita (*V* ppm, - *Nedoločljivo*, prazno *Ni bilo merjeno*)
Table 10. Spectrochemical analyses of galena (*In* ppm, - *Undeterminable*, blank *Not measured*)

| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Ag | 1 | 10 | 1 | 30 | 30 | 40 | 37 | 60 | 105 |
| As | 100 | 5 | 200 | - | - | - | | - | 8.4 |
| Bi | 1 | 5 | 5 | 3 | - | - | - | - | - |
| Cd | 10 | 1 | 200 | | - | - | - | - | - |
| Co | 3 | 4 | 2 | | - | - | - | - | - |
| Cu | 1 | | 3 | | 600 | 1200 | 200 | 60 | |
| Fe | | | 32 | | | | | | |
| In | 1 | | | | - | - | - | - | |
| Mn | 1 | 1 | 3 | | 2 | 40 | 670 | 60 | 13 |
| Mo | 10 | 1 | 1 | | - | - | - | - | - |
| Ni | 3 | 10 | 1 | | - | - | - | - | 18 |
| Sb | 30 | 10 | 10 | 300 | 250 | 500 | 840 | 800 | 145 |
| Sn | 3 | | 10 | - | - | 6 | - | - | |
| Te | | 20 | | | | | | | - |
| Tl | 10 | 0.2 | | - | - | - | | - | - |
| V | 1 | 1 | 3 | | - | - | - | - | - |
| Zn | 100 | 10 | 100 | | 300 | - | 2060 | - | - |

| | 10 | 11 | 12 | 13 | 14 | 15 | 16 | 17 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Ag | 75 | 57 | 300 | 140 | 300 | 75 | 50 | 250 |
| As | - | - | - | 120 | 125 | - | - | 5 |
| Bi | - | - | - | - | - | 1 | 7 | - |
| Cd | - | - | | 1.4 | 500 | 30 | - | 3.3 |
| Co | - | - | - | - | - | - | - | - |
| Cu | 500 | 6 | | | 1200 | 600 | 700 | |
| Fe | | 1400 | | | 1300 | | | |
| In | - | | | | | - | - | |
| Mn | 3 | 110 | | 1.3 | 7 | 15 | - | - |
| Mo | - | - | | - | - | - | - | - |
| Ni | - | - | | - | - | - | - | - |
| Sb | 200 | 930 | 300 | 160 | 1500 | 400 | 400 | 120 |
| Sn | - | - | - | | - | - | - | |
| Te | | | | - | | | | - |
| Tl | - | | | 0.3 | | - | - | - |
| V | - | - | | - | - | - | - | - |
| Zn | 400 | 500 | | 125 | 1 % | 1600 | - | 84 |

*1* Najnižja določljiva vrednost v analizah št. 5, 6, 8, 10, 15 in 16 (analitik A. Gogala)
The lowest determinable value for analyses Nos. 5, 6, 8, 10, 15 and 16 (analyst A. Gogala)

*2* Najnižja določljiva vrednost v analizah št. 9, 13 in 17 (analitik J. Fegeš)
The lowest determinable value for analyses Nos. 9, 13 and 17 (analyst J. Fegeš)

*3* Najnižja določljiva vrednost v analizah št. 11 in 14 (analitik Z. Maksimović)
The lowest determinable value for analyses Nos. 11 and 14 (analyst Z. Maksimović)

*4-8* Litija
*9-11* Pleše
*12-14* Knapovže
*15-17* Marija Reka

trije rudni minerali so zelo drobnozrnati in zato vzorec cinabarita za spektralno analizo ni bil povsem čist. Zanimivo pa je, da vsebuje precej As. Drugi vzorec (tabela 11, št. 4) izvira iz žile debelozrnatega cinabarita in je s slednimi prvinami zelo siromašen.

Tabela 11. Spektralne kemične analize cinabarita in metacinabarita *(V* ppm, - *Nedoločljivo,* prazno *Ni bilo merjeno)*

Table 11. Spectrochemical analyses of cinnabar and metacinnabar *(In* ppm, - *Undeterminable,* blank *Not measured)*

| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Ag | 1 | 1 | - | - | - | 4 | - | - | - | - | - | - |
| As | 200 | 100 | 312 | - | - | - | - | - | - | - | - | - |
| Bi | 5 | 1 | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - |
| Cd | 200 | 10 | 220 | - | - | - | - | - | - | - | - | - |
| Co | 2 | | - | | - | | | | | | | |
| Cu | 3 | 1 | 270 | 10 | 1 | 200 | 16 | 100 | 11 | 5 | 12 | 230 |
| Ga | 2 | 3 | - | - | - | 13 | 10 | 3 | - | 3 | 6 | - |
| Ge | | 3 | | - | | 3 | 10 | 7 | - | - | 80 | - |
| Mn | 3 | | 6 | | 5 | | | | | | | |
| Ni | 1 | | - | | 2,5 | | | | | | | |
| Pb | 5 | 3 | 290 | - | 32 | 1000 | 150 | 5 | - | 30 | 80 | - |
| Sb | 10 | 10 | 48 | 35 | - | - | - | - | - | - | - | - |
| Sn | 10 | 3 | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - |
| Tl | | 10 | | - | | 10 | - | - | - | - | 12 | - |
| V | 3 | | - | | - | | | | | | | |
| Zn | 100 | 100 | - | - | - | 200 | - | - | - | >1000 | 300 | - |

*1* Najnižja določljiva vrednost v analizi št. 3 (analitik Z. Maksimović)
The lowest determinable value for analysis No. 3 (analyst Z. Maksimović)

*2* Najnižja določljiva vrednost v analizah št. 4, 6, 7, 8, 9, 10, 11 in 12 (analitik A. Gogala)
The lowest determinable value for analyses Nos. 4, 6, 7, 8, 9, 10, 11 and 12 (analyst A. Gogala)

*3-4* Litija

*5* Idrija (S. Grafenauer, 1969)

*6-8* Idrija, jeklenka iz plasti skonca
Idrija, steel ore from Skonca beds

*7* Idrija, jeklenka iz zgornjepermskega dolomita
Idrija, steel ore from Upper Permian dolomite

*9* Idrija, kristali cinabarita iz dolomitne plošče
Idrija, Cinnabar crystals from dolomitic sheet

*10* Idrija, metacinabaritni agregat iz razpoke v zgornjeskitskem dolomitu
Idrija, metacinnabar aggregate from a fracture in Upper Scythian dolomite

*11-12* Podljubelj

Izotopski sestavi sulfidnega žvepla v Litiji in Plešah sta si zelo podobni (M. Drovenik in sod., 1976). Vrednost $\delta S^{34}$, določena za litijsko žveplo, znaša —3,18 ‰ do —10,42 ‰, medtem ko je srednja vrednost za 15 vzorcev —6,02 ‰. Vrednosti za sulfide iz Pleš pa leže med —5,45 ‰ in —9,82 ‰; srednja vrednost je za štiri vzorce —8 ‰. Nasprotno je sulfatno žveplo močno obogateno z $\delta S^{34}$. Vrednosti $\delta S^{34}$ za barit iz Litije in Pleš leže med +16,52 ‰ in +19,28 ‰. Sulfidno žveplo iz Knapovž je komaj opazno obogateno z lahkim izotopom; vrednosti $\delta S^{34}$ leže neposredno ob 0,00 ‰.

V četrti skupini je le Marija Reka. To je edino rudišče s cinabaritom kot glavnim mineralom v karbonsko-permskih plasteh. Tod so rudo nekaj časa tudi odkopavali, toda proizvodnja je bila majhna. V razpokah s smerjo W—E v svetlo sivem sljudnatem kremenovem peščenjaku so kristalizirali najprej halkopirit, pirit in bravoit(?), nato galenit in tetraedrit. Cinabarit je nastal šele v zadnji fazi skupaj z baritom in kremenom. Sulfidi tvorijo v peščenjaku tudi manjše leče in zrna. Poleg cinabarita je galenit najbolj pogosten rudni mineral. Vsi drugi so zastopani z manjšimi količinami. Ruda je nastala v glavnem pri epitermalnih pogojih.

V Mariji Reki se živemu srebru pridružujejo Pb, Cu, Sb in Ni (?). Galenit je obogaten (tabela 10) z Ag, Cu in Sb, vendar je količina teh prvin v posameznih vzorcih različna. Po masnospektrometrični analizi se sulfidno žveplo iz Marije Reke (N. A. Ozerova in sod., 1973, M. Drovenik in sod., 1976) po sestavi razlikuje od drugih žilnih rudišč v Posavskih gubah; $\delta S^{34}$ se spreminja v večjem razponu, od +7,3 ‰ do —3,4 ‰, medtem ko je srednja vrednost +2,7 ‰.

Z nastankom litijskega rudišča se je ukvarjal že A. Brunlechner (1885). Menil je, da so nastala konkordantna rudna telesa, ki slede plastovitosti klastičnih usedlin, sočasno z njimi, diskordantne žile pa s poznejšo mobilizacijo. Drugi raziskovalci Litije in podobnih žilnih rudišč v karbonsko-permskih plasteh so dokazovali epigenetsko hidrotermalni nastanek. A. Tornquist (1929a, 1930) je imel Litijo za apomagmatsko metasomatsko rudišče, ki naj bi bilo mlajše od prelomov alpske in dinarske smeri. Nastalo naj bi bilo med spodnjemiocensko in sarmatsko stopnjo v zvezi z andezitno-dacitnim vulkanizmom. Po njegovem mišljenju je rudišče potektonsko, ker ruda ne kaže sledov orogenetskih premikov.

A. Cissarz (1956) je uvrstil Litijo, Knapovže, Marijo Reko in druga žilna rudišča Posavskih gub med regenerirana rudišča alpskega orogena. Kovine naj bi bile prišle iz paleozojskih, morda tudi iz triadnih rudišč. Odklonil je zvezo teh rudišč s terciarnim andezitno-dacitnim vulkanizmom in z magmatsko aktivnostjo, ki je dala pohorski tonalit.

J. Duhovnik (1956a) je nastanek litijskega rudišča vezal na triadni magmatizem. Po B. Bercetu (1963) so Pb-Zn rudišča v Posavskih gubah starejša od zadnje tektonske faze, kajti rudna telesa so tektonsko deformirana. Prikamenini, tj. peščenjaku in skrilavcu, je pripisal spodnjekarbonsko starost, orudenje pa je vezal z domnevnim zgornjekarbonskim magmatizmom, ki je dal tudi siderit med Jesenicami in Tržičem ter pri Vitanju. S. Grafenauer (1969) je sklepal, da so Litija in druga sorodna rudišča v Posavskih gubah v tesni zvezi s triadnimi predorninami. To naj bi dokazovala predvsem skladnost slednih prvin v triadnih kameninah in v galenitu.

Rudišče Litija vsekakor ni tako mlado, da ne bi bilo prizadeto s porudno tektoniko, kot je bil menil A. Tornquist. S. Žebre (1955) je namreč poudaril, da so rudna telesa raztrgana in razkosana s prelomi po vpadu in po smeri. Deformirane žile so celo oteževale rudarska dela. Tudi struktura »svinčevega repa« litijske rude govori za porudno tektoniko.

Po slednih prvinah v alkalnem kremenovem porfirju in kremenovem porfiritu iz Cerknega, v kremenovem keratofirju na Lipniški in Mošenjski planini ter v litijskem galenitu ni mogoče zagovarjati genetske zveze žilnih rudišč v Posavskih gubah z wengensko magmatsko aktivnostjo, kot je to storil S. Grafenauer (1969). Količine slednih prvin, ki bi govorile za takšno zvezo, so v cerkniških in lipniško-mošenjskih predorninah premajhne, ali pa sploh niso bile določene (M. Drovenik, 1972).

Dosedanje raziskave torej niso dale odgvora na vprašanje glede starosti žilnih rudišč v karbonsko-permskih plasteh. Litijsko rudišče je res tektonsko deformirano, toda ustrezna tektonska faza še ni identificirana. Morda gre za terciarne prelome, vendar tudi starejši niso izključeni. Prav zato porudna tektonika sama ne pomaga bistveno pri določanju starosti rudišča. Po izotopski sestavi svinca je sklepal S. Grafenauer (1963), da je nastala Litija v triadni periodi. Toda I. Štrucl (1965a) je po istih podatkih prišel do sklepa, da je Litija mlajšepaleozojske starosti.

Pri določanju starosti teh hidrotermalnih rudišč moramo upoštevati predvsem njihov položaj v geološki zgradbi. Ne gre prezreti dejstva, da leže ta rudišča le v karbonsko-permskih plasteh. Niti v enem primeru niso bile najdene tovrstne rudne žile v srednjepermskih grödenskih skladih. Prav tako jih ni v triadnih skladih — z edino izjemo Pleš, kjer so orudene z baritom triadne karbonatne kamenine, toda le ob stiku z orudenimi karbonsko-permskimi plastmi; morda gre v tem primeru za mobilizacijo barita.

Rudišča s podobno mineralno sestavo in geokemično združbo kot v karbonsko-permskih plasteh so znana v štalenskogorskih skladih. Rudne žile v karbonsko-permskih plasteh Posavskih gub so verjetno nastale pred sedimentacijo grödenskih skladov. Njihov nastanek bi mogel biti v zvezi z magmatizmom, ki je dal v Vzhodnih Alpah kremenov porfir in keratofir ter rudo okrog Bolzana in Trenta v severni Italiji.

Po A. Tornquistu (1929a) so žilna rudišča v ožji in širši okolici Litije nastala v zvezi z isto magmatsko aktivnostjo pri zelo podobnih pogojih. To velja za vsa rudišča v karbonsko-permskih plasteh. Razlika med njimi je le v tem, da so ponekod zastopani le minerali posameznih faz, drugod pa gre za dvofazno in večfazno orudenje. Toda v določeni fazi so nastali v glavnem isti rudni in jalovinski minerali. Značilno je dalje, da vsebuje sfalerit povsod iste sledne prvine, predvsem Cd, Co, Cu in Ga, v bolj ali manj enaki koncentraciji. Isto velja za galenit, ki je obogaten z Ag, Cu in Sb.

Izotopska sestava žvepla v sulfidih različnih rudišč je dokaj podobna. Značilno je, da se gibljejo vrednosti $\delta S^{34}$ v sorazmerno ozkih razponih, in to v bližini 0,0 ‰, kar dokazuje njegov juvenilni izvor. Vendar pa izotopska sestava žvepla v vseh rudiščih le ni enaka. Sulfidno žveplo je zelo homogeno v Češnjicah, kjer je rahlo obogateno z $S^{34}$. Za žveplo sfalerita, ki je najstarejši rudni mineral, znaša vrednost $\delta S^{34}$ + 3,72 ‰ do + 1,21 ‰. Češnjiška ruda ima zelo enostavno sestavo in v njej ni barita. Po tem sklepam, da ima sulfidno žveplo Češnjic takšno

sestavo, kakršno je imelo v prihajajočih hidrotermalnih raztopinah. V vseh drugih rudišč, z izjemo Marije Reke, je sulfidno žveplo nekoliko obogateno z $S^{32}$, kar je posledica frakcionacije izotopov žvepla pri njihovem uravnoteženju med $H_2S$ in $SO_2$; $S^{32}$ se je obogatil v $H_2S$, ki je sodeloval pri nastanku sulfidov, $S^{34}$ pa v $SO_2$. Žveplov dioksid se je oksidiral v $SO_4^{2-}$, nakar je nastal barit. $\delta S^{34}$ za sulfide se giblje povečini v mejah 0,0 ‰ do —10 ‰, za sulfate pa od +17 ‰ do + 23 ‰. Omeniti moram še, da je pirit tu in tam občutno obogaten z $S^{34}$. Gre za pirit v prikamenini ali neposredno ob rudnih žilah. Domnevam, da ta pirit ni nastal sočasno z Pb-Zn rudo, temveč je bil že prej v karbonsko-permskih klastičnih usedlinah.

Vrednosti $\delta S^{34}$ za sulfidno žveplo marijareške rude se gibljejo okrog 11 ‰, srednja vrednost pa znaša + 2,7 ‰. Ker vsebuje ruda precej barita, bi pričakovali obogatitev sulfidov z $S^{32}$. Verjetno so se hidrotermalne raztopine obogatile s težkim izotopom $S^{34}$ pri prodiranju skozi litosfero.

K. Grad je našel v karbonsko-permskih plasteh zahodnega dela Posavskih gub, pri Vancarjevem mlinu (okolica Zadnje Smoleve), tudi piritno žilo z nekoliko povečano radioaktivnostjo.

Poleg svinčeve, cinkove, živosrebrove in baritne rude so v karbonsko-permskih plasteh Posavskih gub odkopavali tudi antimonovo rudo. Orudene plasti prihajajo na površje v trojanski antiklinali med Trojanami in Znojilami v pasu, dolgem okrog 9 km in širokem okrog 2 km. Pomembnejša rudarska dela so bila v Kraljevem rovu, v rovu Zinka, pri Perhavcu in pri Znojilah. Antimonova rudišča pete skupine je poznal že B. Hacquet (1778), nadrobno pa jih je popisal K. Hinterlechner (1918). V širši okolici Trojan so v celoti pridobili približno 4000 ton antimona (V. Simić, 1951).

Med klastičnimi usedlinami, ki predstavljajo prikamenino antimonovih rudnih teles, prevladuje temno sivi in črni glinasti skrilavec, redkejša sta peščenjak in konglomerat. Karbonsko-permske plasti so močno nagubane v smeri E-W in strmo vpadajo proti jugu in severu.

Iz Hinterlechnerjevega (1918) opisa sledi, da je bila antimonova ruda koncentrirana v glavnem v konkordantnih lečah, ki so nastale tako, da so rudni in jalovinski minerali kristalizirali v medplastovnih razpokah in votlinah. Nekaj rude je bilo tudi v nepravilnih diskordantnih žilah, debelih do pet cm, ter v porušenih rudnih gmotah ob prelomih. K. Hinterlechner je določil minerale, ki jih je bilo mogoče prepoznati na oko. Mikroskopska raziskava S. Grafenauerja (1964) je pokazala, da je mineralna parageneza sorazmerno pestra. Rudni minerali so nastali v treh fazah.

V prvi fazi so kristalizirali kremen I, pirit I, dolomit I, kalcit I in siderit I. Nato se je v drugi fazi iz raztopin najprej izločil linneit, ki so mu sledili bravoit, pirit II, arzenopirit, gudmundit, kalcit II, pirotin, galenit in siderit II. Za tretjo, glavno fazo orudenja je značilen antimonit. Poleg njega so nastali še kremen II, berthierit, kremen III, dolomit II in siderit III. K. Hinterlechner (1918) je pisal tudi o halkopiritu, ki pa ga S. Grafenauer (1964) ni našel. Minerali prve in druge faze so kristalizirali iz mezotermalnih raztopin. Glavni rudni mineral, antimonit, pa je nastal iz nizkotemperaturnih raztopin.

V rudi prevladujeta antimonit in kremen. Manj pogostna sta arzenopirit in siderit, medtem ko so ostali minerali prisotni le v majhnih količinah. Antimo-



Sl. 7 — Fig. 7

Češnjice. Kremen je nadomestil vezivo peščenjaka (motno polje), ki še vsebuje posamezna zrnca prvotnih mineralov. Presevna polarizirana svetloba, 33 ×.

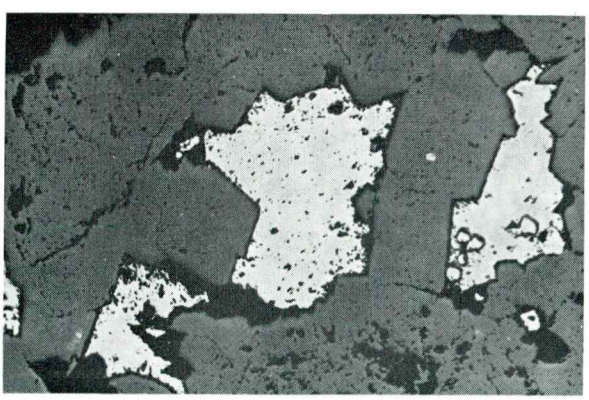
Češnjice. The sandstone matrix replaced by quartz. Note some primary mineral grains. Transmitted polarized light, 33 ×.



Sl. 8 — Fig. 8

Češnjice. Slika 7 pri navzkrižnih nikolih. Lepo se vidijo nepravilna kremenova zrna, nastala pri rasti manjših detritičnih zrn.

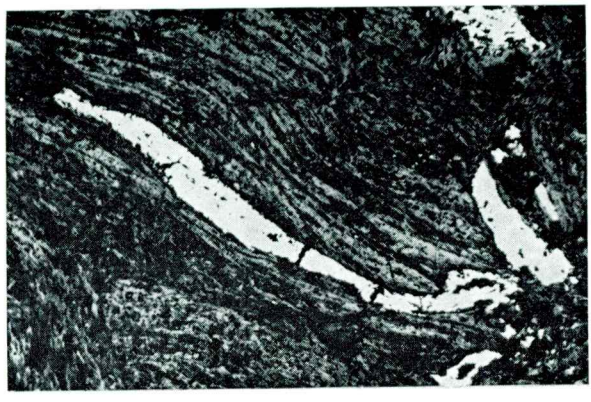
Češnjice. The same as fig. 7, crossed nicols. Clearly recognizable anhedral quartz grains, originated by growth of smaller detritic grains.



Sl. 9 — Fig. 9

Znojile. Ksenomorfna polja antimonita in posamezna zrna pirita v kremenovi žili. Odsevna polarizirana svetloba, 37 ×.

Znojile. Irregular stibnite patches and some pyrite grains in a quartz vein. Reflected polarized light, 37 ×.



Sl. 10 — Fig. 10

Perhavec. Lečasto antimonitovo zrno v skrilavcu. Odsevna polarizirana svetloba, 37 ×.

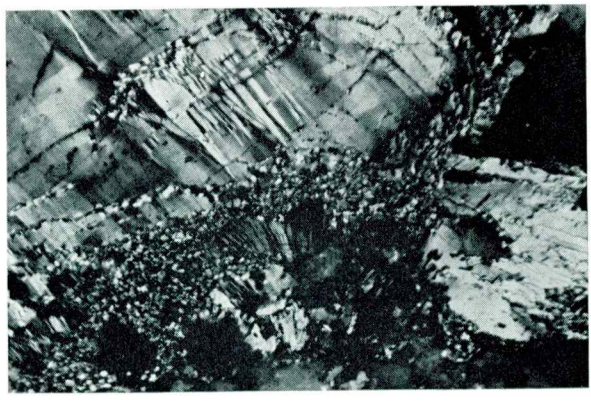
Perhavec. A lenticular stibnite grain within shale. Reflected polarized light, 37 ×.



Sl. 11 — Fig. 11

Znojile. Antimonit je rekristaliziral na meji s prikamenino (spodnji del slike). Odsevna polarizirana svetloba, 29 ×.

Znojile. Stibnite recrystallized along the wallrock boundary (lower part). Reflected polarized light, 29 ×.



Sl. 12 — Fig. 12

Znojile. Slika 11 pri navzkrižnih nikolih. Lepo se vidijo zrnca antimonita in presmučne lamele.

Znojile. The same as fig. 11, crossed nicols. Note the stibnite grains and "corrugation" lamellae.

nit navadno zapolnjuje večje in manjše pore v kremenovih žilah in lečah ter je pogosto ksenomorfen (sl. 9). Klastične kamenine vsebujejo tudi leče in žile z vzporednimi paličastimi kristali antimonita, dolgimi nekaj centimetrov. Ponekod se kristali prepletajo med seboj. Antimonova zrna so tudi v obdajajočem skrilavcu. Večkrat so lečasta in leže konkordantno (sl. 10), kar pove, da je nastal antimonit v porah razlistanega skrilavca. S. Grafenauer je menil, da je vplivala na izločanje rudnih mineralov tudi precejšnja količina organske snovi, razpršene v usedlinah. Porudni premiki so ponekod raztrgali in deformirali rudne leče in žile. Antimonit kaže pod mikroskopom pogosto vzporedne presmučne lamele in enako velika zrnca z bolj ali manj eliptičnimi preseki ter enotno potemnitvijo, ki so nastala pri rekristalizaciji (sl. 11, sl. 12).

Čeprav je mineralna parageneza v Znojilah pestra — antimonitu se pridružujejo minerali, ki vsebujejo As, Co, Cu, Ni in Pb — je antimonit precej čist (tabela 12), vsebuje le malo Cu in nekaj več Pb.

Tabela 12. Spektralne kemične analize antimonita (*V* ppm, *kolikor ni drugače označeno. - Nedoločljivo,* prazno *Ni bilo merjeno)*

Table 12. Spectrochemical analyses of stibnite (*In* ppm, *unless otherwise indicated. - Undeterminable,* blank *Not measured)*

| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Ag | 1 | | 0.5 | - | - | | | | |
| As | 200 | 5 | - | - | - | 32 | 62 | 25 | 55 |
| Ba | 3 | 10 | 5 | 4 | - | 4200 | 5300 | 900 | 1250 |
| Bi | 5 | | - | - | - | | | | |
| Cd | 200 | | - | - | - | | | | |
| Co | 2 | 2 | - | - | - | - | - | 10 | 8 |
| Cu | 3 | 1 | 178 | 117 | 167 | 50 | 52 | 48 | 36 |
| Fe | 32 | 5 | | 435 | 45 | 8000 | 7500 | >1 % | 6600 |
| Ga | 2 | 3 | - | - | - | 12 | 24 | 23 | 16 |
| Hg | | 0.005 | | | | 2.5 | 10 | 2.4 | 3.4 |
| Mn | 3 | 10 | 5 | - | - | 11 | - | 12 | - |
| Mo | 1 | | - | - | - | | | | |
| Ni | 1 | 1 | 1 | - | - | - | - | 10 | 7 |
| Pb | 5 | 10 | 1000 | 2200 | 860 | 400 | 440 | 420 | 130 |
| V | 3 | 10 | - | - | - | 10 | 10 | 20 | - |
| Zn | 100 | | - | - | - | | | | |

*1* Najnižja določljiva vrednost v analizah št. 4 in 5 (analitik Z. Maksimović)

The lowest determinable value for analyses Nos. 4 and 5 (analyst Z. Maksimović)

*2* Najnižja določljiva vrednost v analizah št. 6, 7, 8 in 9 (analitik Z. Maksimović)

The lowest determinable value for analyses Nos. 4, 7, 8 and 9 (analyst Z. Maksimović)

*3* Trojane

*4* Perhavec

*5* Znojile

*6-9* Lepa njiva

Po podatkih N. A. Ozerove in sod. (1973) ter M. Drovenika in sod. (1976) se spreminja $\delta S^{34}$ v antimonitu in arzenopiritu od +4,0 ‰ do — 5,50 ‰, srednja vrednost za 10 vzorcev pa je — 2,8 ‰. Te vrednosti dokazujejo juvenilni izvor žvepla.

Vsi raziskovalci so se strinjali, da so naša antimonova rudišča hidrotermalna. Razhajali pa so se v oceni starosti rude in izvora hidrotermalnih raztopin. K. Hinterlechner (1918) jo je štel v terciarno periodo v zvezi s smrekovškim andezitnim vulkanizmom in jo po genezi primerjal z litijsko rudo. Po A. Tornquistu (1930) gre za perimagmatska rudišča starejše miocenske epohe, nastala v zvezi z andezitno-dacitnim vulkanizmom bolj ali manj sočasno z litijskim rudiščem. A. Cissarz (1956) jih je uvrstil med regenerirana rudišča. S. Grafenauer (1969) pa je videl izvor antimonove rude v wengenskem magmatizmu. K. Hinterlechner in A. Tornquist sta zagovarjala terciarno starost v duhu tedanjih razlag metalogeneze Vzhodnih Alp, S. Grafenauer pa je dokazoval triadno starost s sorodno geokemično paragenezo trojanskega antimonita in triadnih predornin. Pri tem se je oprl na eno spektralno analizo antimonita ter dve analizi wengenskih predornin (S. Grafenauer, 1969, 357). Treba je pripomniti, da sta bili po analizi predornin vrednosti Sb in As, ki prideta v poštev za primerjavo, pod mejo določanja. Druge prvine, ki bi še prišle v poštev za primerjavo, pa sploh niso bile določene, ali pa je bil njihov delež podpoprečen. Le svinca je nekoliko več kot poprečno v granitu, oziroma dioritu. Zato po dosedanjih podatkih ne moremo trditi, da sta geokemični sestavi antimonita in keratofirja sorodni.

B. Berce (1963) je antimonova rudišča genetsko primerjal s svinčevo-cinkovimi rudišči v paleozojskih klastitih Posavskih gub ter jim pripisal zgornjekarbonsko starost.

Po K. Hinterlechnerju (1918) leže antimonova rudišča izključno v paleozojskem skrilavcu, ki ga v tej študiji štejemo med karbonsko-permske plasti. Njihov položaj v geološki zgradbi trojanske antiklinale je podoben položaju litijskega rudišča in drugih sorodnih rudišč v litijski antiklinali. Mlajše plasti torej niso orudene z antimonom. Zato so verjetno tudi antimonova rudišča med Trojanami in Znojilami nastala pred grödenskimi skladi. Hidrotermalne raztopine bi utegnile izvirati iz istega magmatskega ognjišča, ki je dalo tudi rudne in jalovinske minerale za druga žilna rudišča Posavskih gub.

A. Aigner (1907) je poročal tudi o pojavu antimonita pri Gornjem gradu, vendar brez točnejše navedbe kraja.

*Perm*

Na klastičnih usedlinah orenburgijske karbonske stopnje so se na območju Karavank sedimentirale rotnoveške plasti (Rotna ves v Ziljski dolini). Na splošno razlikujejo v njih spodnji pseudoschwagerinski apnenec, mejne plasti in zgornji psevdoschwagerinski apnenec. Tej razdelitvi je pri nas težko slediti, ker so bile rotnoveške plasti po eroziji odnesene. Erozijski ostanki psevdoschwagerinskega apnenca se najdejo v Dolžanovi soteski, na Jezerskem in posamezne krpe še dlje proti vzhodu.

Znatno bolj so razširjene trogkofelske plasti. V njihovem spodnjem delu prevladuje grebenski apnenec, rožnat, rdeč, bel in siv, ki je nastajal na obkontinentalni polici. Njegovo klasično nahajališče je Dolžanova soteska. Po eroziji

trogkofelskega apnenca je nastala trbiška breča, ki jo radi uporabljajo kot gradbeni kamen.

V srednjem permu razlikujemo pri nas tri faciese. Klastične grödenske plasti so razširjene v Posavskih gubah, Loških in Polhograjskih hribih, na Cerkljanskem, Kočevskem, v Karavankah in na Pohorju. V Julijskih Alpah so grödenske plasti razvite kot morski grebenski apnenec, apnena breča in konglomerat. V klastičnih sedimentih ni nikakršne favne, grebenski apnenec pa je bogat z brahiopodi, spongijami, koralami, polži, fuzulinidami in apnenimi algami. Najvažnejše so foraminifere neoschwagerine, po katerih se imenuje ta apnenec neoschwagerinski apnenec. Z območja Mrzle Vodice v Gorskem Kotaru naj bi segal v Slovenijo še tretji facies. To je glinastoskrilavi razvoj z amonitno favno (V. Vogl, 1913).

Z metalogenetskega stališča so med srednjepermskimi usedlinami najbolj zanimive klastične grödenske kamenine, ker v njih ležijo uranovo rudišče Žirovski vrh, bakrovo rudišče Škofje ter drugi pojavi bakra in urana. Sestoje iz rdečega, vijoličastega, sivega in zelenega konglomerata, peščenjaka, meljevca in glinastega skrilavca, oziroma muljevca. Po K. Gradu je njihova debelina tudi pri nas odvisna od lege meridionalnih pragov in jarkov, nastalih po dviganju in ugrezanju ob sistemu prelomov, kot je to opisal za severno Italijo A. Bosellini (1965). Največjo debelino dosežejo grödenske plasti na Žirovskem vrhu, in sicer okrog 600 m (E. Lukacs in A. P. Florjančič, 1974). V spodnjem delu, ki meri 200 do 250 m, prevladuje sivi debelozrnati in srednjezrnati peščenjak poleg konglomerata in konglomeratnega peščenjaka. Vsebuje redke vložke rdečih grödenskih kamenin. V zgornjem delu, debelem 350 do 400 m, prevladuje rdeči srednjezrnati in drobnozrnati peščenjak ter meljevec. Rdeči del zaporedja vsebuje redke plasti in pole sivih usedlin, predvsem drobnozrnatega peščenjaka in meljevca. Tudi v Loških in Polhograjskih hribih sestoji sivozeleni del grödenskih plasti iz konglomerata in peščenjaka, rdeči pa iz drobnozrnatega peščenjaka in meljevca; sivo-zelenih kamenin je manj kakor rdečih.

Po analogiji z območja uranovega rudišča Mecsek na Madžarskem so grödenske plasti tudi pri nas rečno-poplavnega nastanka. Njihov sivo-zeleni del je prišel kmalu po sedimentaciji v rečnem koritu v redukcijsko okolje. Na sedimentacijo v strugi kaže tudi bolj heterogena granulacija klastičnih kamenin v primerjavi z rdečimi plastmi, katerih material je bil poplavni sediment in je ostal v oksidacijskem okolju.

Zrna grödenskega peščenjaka izvirajo iz magmatskih, sedimentnih in metamorfnih kamenin. Prevladujejo kremenova zrnca vulkanskega in metamorfnega izvora. Po količini slede litoidna zrna kvarcita, skrilavca, pelita, kremenovega porfirja in keratofirja ter rekristaliziranega vulkanskega stekla. Peščenjak vsebuje tudi zrna glinencev ter v manjši meri kalcedon, rutil, magnetit, hematit, apatit in cirkon. Vezivo sestoji iz kremena, karbonatov in mineralov glin. V konglomeratu prevladujejo prodniki kremena, skrilavca in kislih vulkanskih kamenin. Ker je prodnikov in zrn vulkanskih kamenin v klastičnih usedlinah v okolici Radeč precej manj kakor na Žirovskem vrhu ter v škofjeloških in polhograjskih hribih, je sklepal M. Protić (1968), da je bilo območje Radeč bolj oddaljeno od njihovega izvora.

Sivo-zeleni grödenski peščenjak kaže diagenetske, epigenetske in retrogradne epigenetske spremembe, ki so nadrobno popisane na podlagi vzorcev iz bakro-

vega rudišča Škofje (M. Drovenik, 1970). Enako velja za klastične usedline na Žirovskem vrhu, v Bodoveljski grapi, Sovodnju in Šebreljah. Značilna je avtigena rast detritičnih kremenovih, plagioklazovih in ortoklazovih zrn, Različne generacije kremena, karbonatov in albita se med seboj delno nadomeščajo. Pri slabi metamorfozi, ko je temperatura dosegla 200° C (M. Ristić in C. Markov, 1971) so bili minerali glin v vezivu spremenjeni v sericit in klorit, organska snov pa v antracit.

Prodniki kremenovega porfirja in keratofirja v grödenskih plasteh imajo bolj ali manj izrazito porfirsko strukturo. Prodniki kremenovega porfirja vsebujejo delno kaolinizirane vtrošnike ortoklaza in kremen, keratofirski prodniki pa spremenjene vtrošnike plagioklaza. Osnova je zaradi rekristalizacije večidel drobnozrnata. Treba pa je omeniti, da na območju Slovenije ni na primarnem kraju spodnjepermskega kremenovega porfirja in keratofirja, ki bi ju bila srednjepermska erozija gotovo zajela. V nekaj sto metrov širokem pasu grödenskega peščenjaka pri Mlaki, ob novi cesti na Blegoš, pa so manjši pojavi diabaza. Njegova starost je verjetno permska (A. Hinterlechner-Ravnik, 1965). Kamenina je povečini uskriljena in zelo spremenjena. Le tu in tam se še opazi ofitska struktura. Petrografsko in kemično analizirani različek ustreza po A. Hinterlechner-Ravnikovi (1965) spilitu. Zelenkasti peščenjak na kontaktu s to magmatsko kamenino vsebuje povečano količino klorita, ki je lahko tudi tufskega porekla.

Zgornjepermski dolomit je nastal v plitvi vodi na obkontinentalni polici. Ponekod se je v lagunah usedala sadra (K. Grad in sod., 1962). V Julijskih Alpah sta najprej nastajala dolomit in lapor s sadro, nato pa lapor in apnenec. Vrhnji del sestoji iz kompaktnega bituminoznega apnenca z značilno belerofonsko favno južnotirolskega tipa. V Posavskih gubah je razvit tudi debelozrnati laporasti dolomit enak kot v Polhograjskih Dolomitih, ponekod se menjavajo plasti dolomita, laporastega dolomita in apnenca. V Škofjem grödenske klastične usedline postopno prehajajo v zgornjepermski dolomit. Prav v prehodnem delu je vrtina šla skozi dve plasti sadre (M. Drovenik, 1970).

Karbonatno so razvite zgornjepermske plasti tudi v severovzhodnem delu Kamniških Alp, in sicer zahodno od Šoštanja. M. Iskra (1969) je določil v Puharju zgornjepermski apnenec in dolomit. Karbonatnim plastem pripada tu več 100 m. Zgornjepermski kabonatni skladi pa so razviti po M. Pleničarju tudi v Lepi njivi; v vzorcu črnega apnenca, vzetem severno od Šmihela, je določila L. Šlibarjeva zgornjepermski vrsti *Reichelina sp.* in *Agathammina* sp.

V Karavankah in okolici Jezerskega vsebujejo grödenske plasti in zgornjepermski dolomit diabaz. Tudi v dolomitni breči iste formacije so našli drobce diabaza. To kaže, da je bil ta dolomit zgornja časovna meja diabazovih erupcij.

Železnokapelska magmatska cona sestoji iz južnega, tonalitnega, in severnega, granitnega pasu. Med obema pasovoma se razteza kontaktno metamorfozirani filit, ki ga je F. Kahler (1953, 14) primerjal z močno filitiziranim glinastim skrilavcem v spodnjem delu štalenskogorske serije. Po F. Tellerju (1896, 32) je granit najmlajša kamenina. Podobno sta trdila H. W. Graber (1929) in C. Exner (1971). A. Zorc (1955, 69) je domneval, da je granit starejši od tonalita in celo od triadnih kamenin. J. Duhovnik (1956b, 25) je obema kameninama pripisal terciarno starost, po B. Bercetu (1960,

246) pa je granit mlajši od spodnjeskitske stopnje. K rešitvi vprašanja o starosti kamenin karavanške magmatske cone sta prispevala zlasti S. Isailović in M. Miličević (1964), ki sta v tonalitu pri Ravnah nad Šoštanjem našla blok filita, impregniran z granitom. I. Štrucl (1965a, 1974, 385) je postavil granit v variscično, a tonalit v alpidsko dobo orogeneze. Končno je oba magmatska pasova nadrobno raziskal E. Faninger (1976). V severnem pasu prevladuje granit, združen z gabrom, dioritom in monzodioritom. Južni pas pa sestoji v glavnem iz kremenovo-biotitno-rogovačnega diorita z izrazito paralelno teksturo, ki ga pri nas povečini imenujemo tonalit. Kamenine granitnega in tonalitnega pasu izvirajo iz dveh različno starih magmatizmov; granit je starejši od tonalita. Po radiometrični metodi je bila določena variscična starost kamenin granitnega pasu (244—216 milijonov let) in alpidska starost tonalita (29—28 milijonov let) (R. Cliff, H. F. Holzer, D. C. Rex, 1974; A. J. Lippolt, R. Pidgeon, 1974; S. Scharbert, 1975).

Permski skladi vsebujejo uranovo, bakrovo, svinčevo-cinkovo in antimonovo rudo. V trogkofelskem apnencu je svinčevo-cinkovo rudišče na zahodnem vznožju Korošice v Karavankah. V sivem neplastovitem apnencu je bilo po podatkih M. Iskre majhno nepravilno rudno telo. V debelozrnatem prekristaliziranem apnencu tvorijo rudni minerali nepravilne žilice in zrna. Najbolj pogosten je sfalerit . Po količini mu sledi galenit. Precej manj je pirita in markazita, zelo redka pa je bakrova medlica. Ruda se razlikuje od vseh drugih slovenskih svinčevo-cinkovih rud po tem, da je sfalerit večidel lupinast; torej gre za njegov skorjasti različek. Le zelo majhen del sfaleritovih zrn kaže bolj ali manj idiomorfne preseke. Med sfaleritovimi skorjami so pogostne skorje in zrna kalcita in galenita (sl. 13), pa tudi zrna pirita in markazita. Značilno je, da tvori galenit ponekod idiomorfne metakristale, ki leže v prekristaliziranem apnencu samostojno, ali pa jih obdaja sfalerit (sl. 13). Nadomeščanja v rudi Korošice skoraj ni opaziti. Mikroskopska raziskava je torej pokazala, da sta se izločala sfalerit in galenit izmenoma iz koloidnih raztopin, le v manjši meri sta kristalizirala tudi iz ionskih raztopin. Pri oksidaciji je bil spremenjen sfalerit delno v smithsonit, galenit v cerusit, železova sulfida pa v hidroksida.

Ruda na Korošici ima zelo enostavno geokemično združbo. Poleg svinca in cinka vsebuje le še sledove bakra, arzena in antimona.

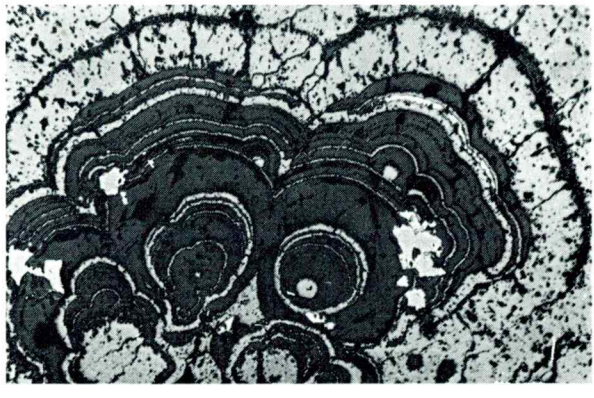
Podatki o rudišču Korošica so torej skromni. Toda teksture in strukture rude ter enostavna mineralna in geokemična parageneza govore za poznodiagenetski ali epigenetski nastanek prvotnih rudnih mineralov iz podtalnih voda.

S. Buser je našel žilice in zrna galenita tudi v črnem organogenem apnencu na severnem pobočju Konjščice. Poleg galenita vsebuje ruda posamezna zrna goethitove psevdomorfoze po piritu.

Uranovo rudišče Žirovski vrh leži v sivo-zelenem grödenskem peščenjaku, ki vsebuje vložke rdečih usedlin. Geologi ločijo v tem delu litološkega zaporedja štiri ritme. Spodnji sestoji iz neplastovitega bazalnega konglomerata in konglomeratnega peščenjaka brez uranove rude. Peščenjak in konglomerat drugega ritma sta ponekod plastovita ter vsebujeta sledove uranove smole in sledove sulfidnih mineralov. V tretjem, rudonosnem ritmu prevladuje peščenjak nad konglomeratom; zanj je značilna navzkrižna plastovitost. Četrti ritem sestoji iz srednjezrnatega in debelozrnatega peščenjaka, ki vsebujeta tu in tam tudi uranovo smolo in sulfidne minerale (sl. 14).

Litološka kontrola uranove rude je bila zaenkrat nadrobneje preučena na obzorju 530 m. Tu so z uranom orudene (T. Budkovič, 1978) malo sortirane kamenine v bližini intraformacijskih erozijskih diskordanc, v okolici plasti in leč temno sivega muljevca ter ob antracitnih lečah.

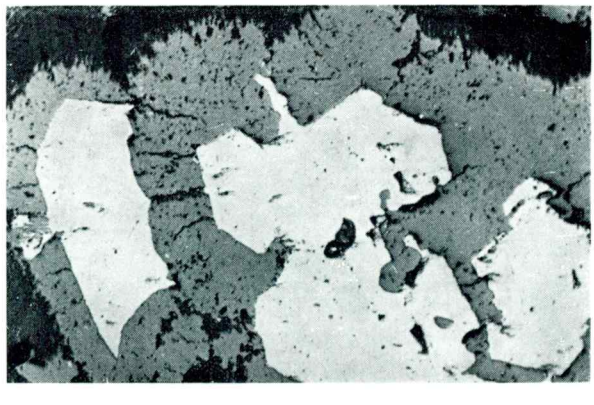
Orudeni temno sivi srednjezrnati in debelozrnati peščenjak (V. Omaljev, 1967) vsebuje v rudnih telesih in v njihovi bližini 20 % kremenovih, 3% glinenčevih, 9 % sljudinih in 28 % litoidnih zrn ter 31 % kremenovo-sericitnega veziva in drugih mineralov. To pomeni, da je razmerje med zrni in vezivom približno 2:1. Posebno zanimivo je vprašanje vsebine karbonatov in organske snovi. M. Ristić in C. Markov (1971) sta našla, da se spreminja količina karbonatov (kalcita, dolomita, ankerita, cerusita, malahita in azurita) v peščenjaku Žirovskega vrha od 1,02 % do 9,34 %, medtem ko je srednja vrednost okrog 3,6 %. Količina prvotnih karbonatov je povečana v rudnih telesih in v njihovi bližini. Vsebina organske snovi se giblje v peščenjaku od 0,0 % do 3,55 %; srednja vrednost je 0,14 %. Podobno kot karbonati, kaže tudi organska snov tendenco obogatitve v orudenih delih klastičnih usedlin.



Sl. 13 — Fig. 13

Korošica. Skorjasti sfalerit. Med skorjami sfalerita in kalcita so drobna galenitova zrna. Odsevna polarizirana svetloba, 37 ×.

Korošica. Botryoidal sphalerite composed of the sphalerite and calcite shells. Note the small galena grains in between them. Reflected polarized light, 37 ×.



Sl. 13a — Fig. 13a

Korošica. Galenitove metakristale obdaja sfalerit. Odsevna polarizirana svetloba, 105 ×.

Korošica. Galena metacrysts enclosed by sphalerite. Reflected polarized light, 105 ×.

Po D. Radusinoviću (1967) je najbolj pomemben rudni mineral uranova smola. Nahaja se predvsem v vezivu peščenjaka. Njena zrnca so velika poprečno 10 mikronov in leže posamično ali pa se združujejo v majhne nepravilne leče (sl. 15). Pogostna je tudi ob stikih med kremenovimi zrni (sl. 16). V zelo bogati rudi tvori uranova smola večji del veziva (sl. 17), tako da detritična, predvsem kremenova zrna »plavajo« v njej. Značilna so polja uranove smole z natečnimi oblikami (sl. 18). Večja povečava je pokazala, da imajo tovrstna polja lupinasto zgradbo. Menjavajo se lupine različno sivih odtenkov, ker se v njih spreminja razmerje med $UO_2$ in $UO_3$. Temnejši odtenek pomeni, da vsebuje lupina uranove smole sorazmerno več $UO_3$. Uranova smola je tudi v antracitu. Ponekod tvori v njem zelo drobna zrnca s premeri pod 100 mikroni (sl. 19), ki imajo eliptične ali paličaste preseke. Drugod vsebuje antracit sorazmerno večja polja uranovega minerala; v takšnih primerih je uranova smola navadno v srednjem delu antracitnih drobcev (sl. 20). Uranova smola tvori tudi psevdomorfoze po rastlinskih ostankih; zapolnila je predvsem lumene celic. Drobna zrnca uranove smole so pogostna v polah glinastega skrilavca, ki vsebuje drobno razpršeno organsko snov. G. Kurat, mineralog prirodoslovnega muzeja na Dunaju, je v rudi določil tudi coffinit.

Uranovo smolo spremljajo sulfidi; njihova skupna količina se spreminja v rudnih telesih od sledov do pet odstotkov. Prevladuje pirit. Zanj so značilne »orudene bakterije« (sl. 21 a), ki se združujejo v lečasta polja; tu in tam jih nadomešča halkopirit (sl. 21 b). »Orudene bakterije« so rabile kot jedra, od katerih so zrastla idiomorfna piritna zrnca, ki kažejo preseke po kocki in pentagondodekaedru. V psevdomorfozah po rastlinskih ostankih je pirit zapolnil predvsem lumene celic, ponekod pa je nadomestil tudi njihove stene. Prvotna celična struktura je zelo lepo ohranjena. Te psevdomorfoze so nastale v zgodnji diagenezi.

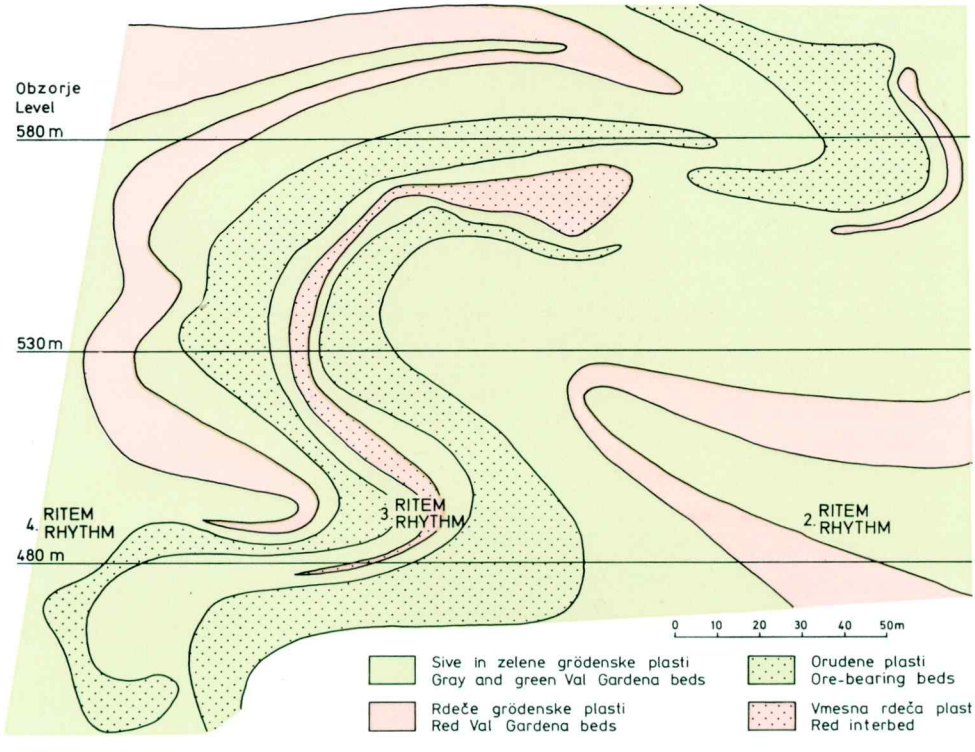
Uranova ruda vsebuje tudi halkopirit. Halkopiritne leče ob antracitu vsebujejo idiomorfna zrnca arzenopirita (sl. 22). Halkopirit tvori poleg tega nepravilna, zvečine monomineralna zrna, ki navadno ne presežejo 90 mikronov. Z druge strani pa so za arzenopirit značilni idiomorfni paličasti preseki tudi v primerih, ko so njegova zrnca v peščenjaku. Prizmatsko razviti arzenopiritovi kristali dosežejo velikost osem milimetrov. Monomineralna zrna galenita, sfalerita in tennantita merijo povečini 10 do 100 mikronov ter leže v vezivu peščenjaka, ali pa obdajajo detritična kremenova zrna. Drugih sulfidov je znatno manj.

Ohranjena prvotna tekstura orudenega peščenjaka je navadno pegasta, bolj redko trakasta. V orudenem meljevcu prevladuje trakasta tekstura (M. Pečnik, 1974). Pri epigenetskih procesih so bili rudni in jalovinski minerali mobilizirani v razpoke in pore. Najmanj mobilna je bila uranova smola, zato je redka v kremenovih žilah skupaj s sulfidi. V teh primerih so kristalizirali sulfidi, npr. pirit, pred uranovo smolo (sl. 23), ki vsebuje tu in tam drobna zrnca galenita. Raziskave T. Dolenca so pokazale, da gre za več generacij karbonatnih, karbonatno-kremenovih in kremenovih žil. V žilah, ki sečejo rudna telesa, so pogostni, čeprav v majhnih količinah, tudi rudni minerali. Nekatere žile z značilno progasto teksturo (sl. 24) so nastale verjetno pri enakih pogojih kakor podobne žile v bakrovem rudišču Škofje (M. Drovenik, 1970). Posebno zanimive so piritno-kalcitne žilice, ki so verjetno najmlajše; v njih sta se izmenoma izločala kalcit in pirit (sl. 25). Pri večji povečavi je videti v nekaterih

delih kalcitnih zrn številne piritove vključke, razvrščene vzporedno s kalcitovimi ploskvami, ali bolj ali manj pravokotno nanje (sl. 26). V vseh teh primerih so raztopine, iz katerih je kristaliziral pirit, nekoliko korodirale starejši kalcit.

Raziskovalci Žirovskega vrha so si edini v tem, da je rudišče sedimentno. Razhajajo pa se v odgovorih na vprašanje, kdaj so prispele raztopine z uranovimi spojinami v sedimentacijski prostor, ali istočasno z denudiranim materialom ali pozneje. Uranova smola in sulfidi so se izločali v redukcijskem okolju, ki je nastalo zaradi razkrajanja organskih ostankov in metabolizma anaerobnih bakterij. Del urana je bil pozneje premeščen in se premešča še danes.

Uranu se poleg železa pridružuje As, Cu, Pb, Zn in V (M. Ristić in C. Markov, 1971). Zelo podobno geokemično združbo imajo tudi uranova rudišča v Severni Italiji (M. Mittempergher, 1974) in uranova rudišča Mecsek na Madžarskem (K. Virágh in J. Vincze, 1967). To pa pomeni, da so prihajale v vseh treh primerih raztopine z območij, kjer je erozija zajela mag-




Sl. 14. Žirovski vrh. Prečni presek rudišča kaže ritmično zaporedje sedimentnih kamenin v dvojni S-strukturi

Fig. 14. Žirovski vrh. Transversal section of uranium ore deposit showing rhithmic succession of sedimentary rocks in double S-structure

matske ali piroklastične kamenine, oziroma rudišča s podobno geokemično združbo.

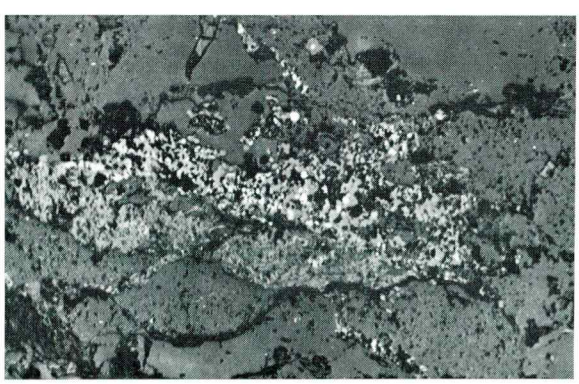
Pri tem velja poudariti, da vsebuje ruda Žirovskega vrha več svinca in cinka kakor urana, toda manj arzena in bakra. Če predpostavimo, da so bili pogoji, pri katerih so se izločali sfalerit, galenit in uranova smola, precej podobni, lahko zapišemo, da so prinašale površinske vode v nastajajoče rudišče več svinca in cinka kakor urana.

Vrednosti izotopske sestave žvepla $\delta S^{34}$ znašajo + 2,52 ‰ do — 36,8 ‰, kar pomeni, da je razpon okrog 39 ‰, medtem ko je srednja vrednost za 15 vzorcev — 21,2 ‰. Najbolj niha izotopska sestava piritovega žvepla, in sicer med + 2,52 ‰ in — 36,8 ‰. Ustrezne vrednosti za druge sulfide so — 10 ‰ do — 30 ‰. Sulfidno žveplo je torej močno obogateno z lahkim izotopom, njegova sestava pa je precej različna. Prav to dokazuje biogeni izvor žvepla (M. Ristić in C. Markov,, 1971; M. Drovenik in sod. 1976).

Zvišano radioaktivnost kažejo po podatkih V. Omaljeva (1971) tudi grödenske klastične usedline drugod v okolici Škofje Loke. Tako so našli z regionalno prospekcijo pri zaselku Sv. Tomaž v sivem peščenjaku sekundarne uranove minerale in tudi sulfide, v konglomeratnem peščenjaku pa so določili radioaktivnost prek 1000 $\mu$R/h. V bližini cerkve Sv. Valentina so izmerili več anomalnih radioaktivnosti z največjo vrednostjo 90 $\mu$R/h, pri razkopavanju pa so našli sekundarne uranove minerale v kosih sivega peščenjaka. Zelo zanimive so tudi anomalije v Bodoveljski grapi, kjer grödenski peščenjak z visoko radioaktivnostjo vsebuje tudi bakrove sulfide (B. Šinko, 1974). V sivem grödenskem peščenjaku trojanske antiklinale so izmerili pri Knezdolu severozahodno od Trbovelj radioaktivnost do 28 $\mu$R/h (V. Omaljev, 1971).

V Karavankah so južno od Ljubelja našli višjo radioaktivnost v zgornjepermskem apnencu. Po V. Omaljevu (1971) so bili zanimivi predvsem kosi bolj kompaktnega apnenca v potoku, kjer so izmerili 200 do 700 $\mu$R/h, po razkopavanju pa celo 1300 $\mu$R/h. Radiometrična analiza je pokazala veliko torija in precej urana. Ker je radioaktivno ravnotežje premaknjeno v korist radija, je sodil V. Omaljev (1971), da je bil uran v recentni dobi izpran.

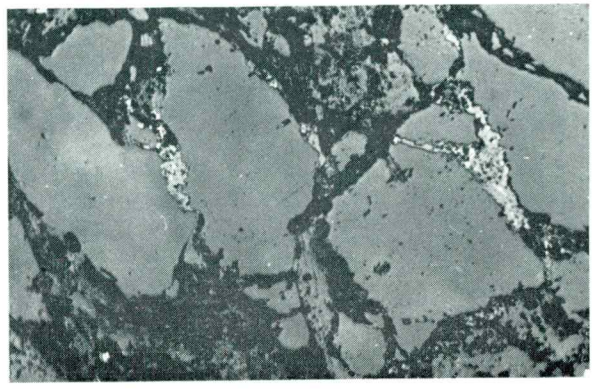
Bakrova rudišča so razširjena v zgornjem delu grödenskih plasti, kjer prevladujejo rdeči meljevec, peščenjak in glinasti skrilavec, vendar so prisotni tudi



Sl. 15 — Fig. 15

Žirovski vrh, obzorje 480 m. Nepravilna leča drobnih zrnc uranove smole in sulfidov v vezivu peščenjaka. Odsevna polarizirana svetloba, 160 ×.

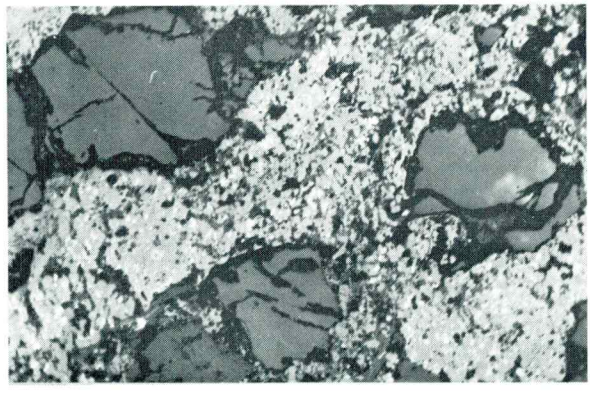
Žirovski vrh, 480 m level. Irregular lens composed of tiny pitchblende and sulfide grains in the matrix of sandstone. Reflected polarized light, 160 ×.



Sl. 16 — Fig. 16

Žirovski vrh, obzorje 430 m. Uranova smola na stikih med kremenovimi zrni. Odsevna polarizirana svetloba, 160 ×.

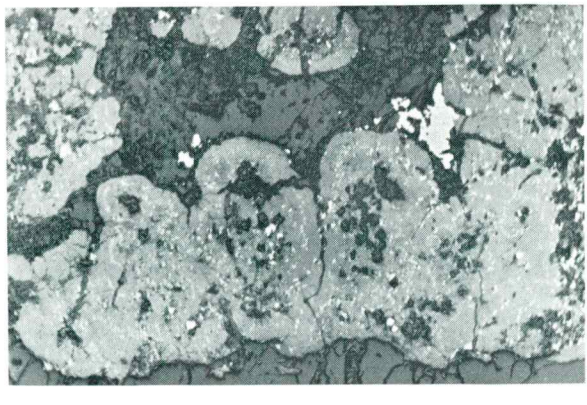
Žirovski vrh, 430 m level. Pitchblende in between the quartz grains. Reflected polarized light, 160 ×.



Sl. 17 — Fig. 17

Žirovski vrh, obzorje 430 m. Uranova smola in sulfidi kot vezivo kremenovega peščenjaka. Odsevna polarizirana svetloba, 105 ×.

Žirovski vrh, 430 m level. Quartz sandstone cemented by pitchblende and sulfide. Reflected polarized light, 105 ×.



Sl. 18 — Fig. 18

Žirovski vrh, obzorje 430 m. Uranova smola natečnih oblik vsebuje sulfidna zrnca. Odsevna polarizirana svetloba, 105 ×.

Žirovski vrh, 430 m level. Botryoidal pitchblende peppered by tiny sulfide grains. Reflected polarized light, 105 ×.

vložki sivih in zelenih usedlin. Številni izdanki s prvotnimi ali drugotnimi bakrovimi rudnimi minerali se vrste v pasu, dolgem blizu 90 km, ki se razteza od Cerkljanskega prek Loških hribov v vzhodni del Posavskih gub. Nahajališča zahodno od Ljubljane: Bodoveljska grapa, Hobovše, Martinj vrh, Masore, Novaki, Nova Oselica, Novine, Otaležˇ, Sovodenj, Šebrelje, Škofje, imenovano tudi Cerkno, in Zadnja Smoleva. Rudišča vzhodno od Ljubljane: Mačkov potok, Magolnik, Močilno, Podkum, Sušje in Svibno. Grödenske plasti so z bakrom orudene tudi v Karavankah, in sicer v Bukovem potoku, pri Bukovcu in pri Počivalniku.

Za bakrova rudišča v permskih usedlinah je značilno naslednje (M. Drovenik, 1970; F. Drovenik in sod., 1972):

— Rudni minerali so le v sivih, temno sivih in zelenih plasteh. Najbolj pogosto je oruden srednjezrnati peščenjak, prvotni sulfidi pa se najdejo tudi v debelozrnatem in drobnozrnatem različku.

— Sive in zelene klastične usedline niso hidrotermalno spremenjene. Detritična zrna glinencev kažejo v jalovih in orudenih plasteh enako stopnjo sericitizacije in kaolinizacije. Ti dve spremembi sta nastali pri preperevanju kamenin in pri transportu zrn v sedimentacijski prostor. Detritična plagioklazova zrna



Sl. 19 — Fig. 19

Žirovski vrh, obzorje 480 m. Drobna zrnca uranove smole in sulfidov v antracitu (svetlo siva osnova). Odsevna polarizirana svetloba, 105 ×.

Žirovski vrh, 480 m level. Anthracite (light gray groundmass) impregnated by tiny pitchblende and sulfide grains. Reflected polarized light, 105 ×.



Sl. 20 — Fig. 20

Žirovski vrh, obzorje 430 m. Uranova smola in sulfidi v sredini antracitovega drobca. Odsevna polarizirana svetloba, 37 ×.

Žirovski vrh, 430 m level. Pitchblende and sulfides in the mid of the anthracite fragment. Reflected polarized light, 37 ×.

pogosto obraščajo avtigeni robovi albita, ortoklazova pa ortoklaz. Ti avtigeni robovi so povsem sveži tudi v primeru, ko mejijo na prvotne rudne minerale.

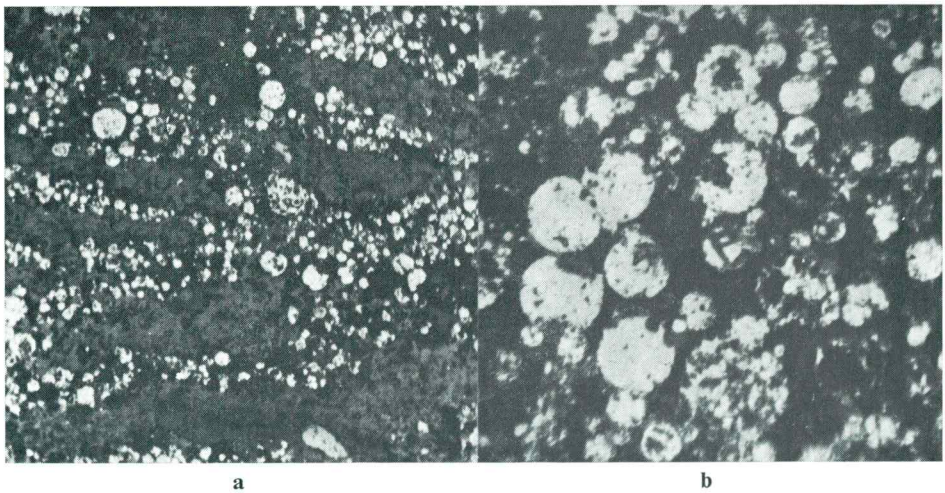
— Rudne plasti vsebujejo antracitne leče, ali pa je zelo drobnozrnata organska snov neenakomerno razpršena v orudenih klastičnih kameninah.

— Sulfidi so povečini v vezivu peščenjaka. Sestoje iz drobnih zrn halkopirita in bornita, ki se jima pridružuje ponekod pirit. Z manjšimi količinami so zastopani tennantit, halkozin, sfalerit in galenit, le v sledovih so prisotni še enargit, $\alpha$ domeykit in linneit.

— Značilne so psevdomorfoze pirita in bakrovih sulfidov po rastlinskih ostankih. Prvotna rastlinska struktura je pogosto zelo lepo ohranjena. To pomeni, da so nastale psevdomorfoze v zgodnji diagenezi (M. Drovenik, 1968, 1970).

— Pri epigenetskih in retrogradno epigenetskih procesih so nastale kremenove, karbonatne, kremenovo-karbonatne in celo albitne žile. V primeru, ko sečejo rudne plasti, vsebujejo te žile tudi sulfide. Zaradi večkratne mobilizacije jalovinskih in rudnih mineralov ločimo v rudnih plasteh več generacij sulfidov, kremena, karbonatov in glinencev.

Z genezo tega rudišča so se ukvarjali A. Bibolini (1933), I. Gantar (1952), S. Grafenauer (1966) in M. Drovenik (1968, 1970). A. Bibolini je primerjal Škofje z Mansfeldom. I. Gantar in S. Grafenauer pa sta sklepala, da so prinesle baker v permske plasti hidrotermalne raztopine, ki so po I. Gantarju prišle iz neznane terciarne intruzije, po S. Grafenauerju pa jih je prinesel wengenski magmatizem. Za magmatogeno hidrotermalni nastanek naj bi po S. Grafenauerju govorili prelomi, zaporedje



a b

Sl. 21. Žirovski vrh, obzorje 430 m. a) Uranova smola in minerali jalovine obdajajo piritne »orudene bakterije«. Odsevna polarizirana svetloba, 190 ×. b) »Orudene bakterije« nadomeščene s halkopiritom. Odsevna polarizirana svetloba, 370 ×.

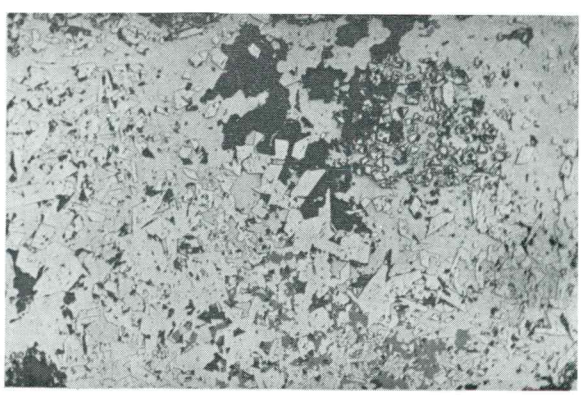
Fig. 21. Žirovski vrh, 430 m level. a) "Mineralized bacteria" enveloped by pitchblende and gangue. Reflected polarized light, 190 ×. b) "Mineralized bacteria" replaced by chalcopyrite. Reflected polarized light, 370 ×.

kristalizacije rudnih mineralov, hidrotermalne spremembe peščenjaka in strukture nadomeščanja v rudi. Tudi žilice, ki sečejo rudne plasti, naj bi bile po S. Grafenauerju hidrotermalnega nastanka.

Vendar rudišče ne kaže pomembnejše odvisnosti nastanka od tektonike. V njem prav tako ni hidrotermalnih sprememb niti v orudenem niti v jalovem peščenjaku. Rudne teksture in strukture pa kažejo na diagenetski nastanek ter na epigenetske in retrogradne spremembe (M. Drovenik, 1970).

Rudonosni horizont leži zaradi porudne tektonike inverzno. Debel je poprečno 15 m in se razprostira v smeri WSW—ENE na površini okrog 250 × 800 m. Lečasta rudna telesa leže v sivem in temno sivem peščenjaku, ponekod sta orudena tudi sivi in zeleni meljevec ter glinasti skrilavec.

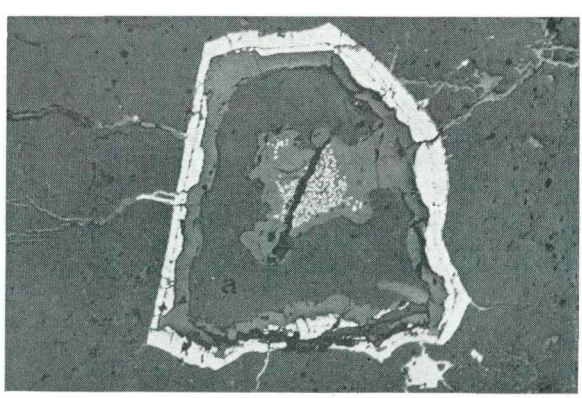
Mineralna sestava rdečega, sivega in orudenega sivega peščenjaka je zelo podobna. V vseh treh različkih prevladujejo kremenova zrna, ki izvirajo večidel iz metamorfnih kamenin. Precej manj je zrn kvarcita in različnih skrilavcev, karbonatnih pelitov ter zrn tufa in kristaliziranega vulkanskega stekla. Nekaj odstotkov pripada glinencem, ki so dokaj enakomerno razvrščeni: zrna plagioklazov so pogostejša kakor zrna ortoklaza. V majhnih količinah sem našel



Sl. 22 — Fig. 22

Žirovski vrh, obzorje 480 m. Idiomorfna arzenopiritova zrna v halkopiritu. Odsevna polarizirana svetloba, 105 ×.

Žirovski vrh, 480 m level. Euhedral arsenopyrite grains in chalcopyrite. Reflected light, 105 ×.




Sl. 23 — Fig. 23

Žirovski vrh, obzorje 430 m. V pori kremenove žile je najprej kristaliziral pirit, nato uranova smola, ki vsebuje drobna zrnca galenita. V sredini je araldit (a). Odsevna polarizirana svetloba, 105 ×.

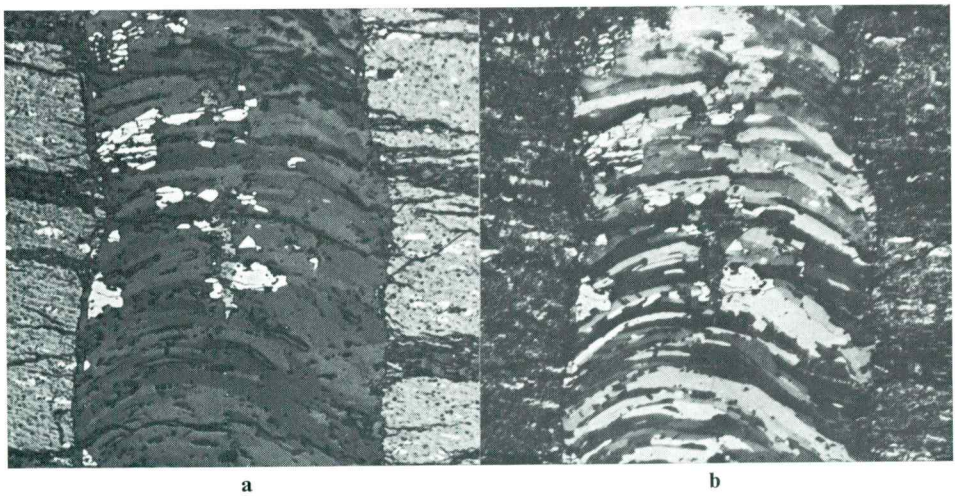
Žirovski vrh, 430 m level. Interstitial pyrite crystallized first in the quartz vein. Pitchblende impregnated by tiny galena grains was developed later. Note araldite (a). Reflected polarized light, 105 ×.

v peščenjakih še zrna kalcedona, rutila, magnetita, hematita, apatita, turmalina in cirkona. Razmerje med zrni in vezivom se spreminja od 3 : 1 do 1 : 2. Vezivo vsebuje kremen in glinence, pa tudi karbonate, minerale glin, muskovit in sericit. Vezivo rdečih različkov vsebuje tudi zrnca hematita, zelenih in sivih pa klorit in pirit.

Kremenova zrna imajo avtigene robove ali le njihove ostanke; ponekod se z mikrostilolitskimi šivi intenzivno zraščajo. Plagioklazi so zastopani z albitom, oligoklazom in andezinom. Predvsem v orudenem peščenjaku jih pogosto obrašča avtigeni albitni rob. Prav v teh plasteh so sorazmerno pogostna tudi avtigena albitna zrna. Gre za enostavne sveže dvojčke po albitovem zakonu, ki imajo izometrične preseke in so bolj ali manj pravilno razviti. Ta zrna so povsem sveža tudi če leže med sulfidnimi minerali.

Rdeči peščenjak vsebuje okrog 70 % $SiO_2$ in poprečno 22 % karbonatov; sivi različek pa pri sicer enaki količini kremenice le okrog 13 % karbonatov, zato pa sorazmerno več glinice in alkalij.

Najbogatejši z rudo je temno sivi jedri srednjezrnati peščenjak; razmerje med zrni in vezivom je približno 2 : 1. Po mineralni sestavi sem ločil bornitno-halkopiritno, bornitno-halkozinovo in halkopiritno-piritno rudo. Prevladuje bornitno-halkopiritna ruda, ki vsebuje manjšo količino pirita, halkozina in tennantita, v sledovih pa sfalerit in linneit. Bornitno-halkozinova ruda vsebuje poleg obeh glavnih rudnih mineralov še malo tennantita in galenita ter zelo malo sfalerita. V rudnih plasteh, kjer prevladujeta halkopirit in pirit, sem določil še manjše količine bornita in v sledovih linneit.



a b

Sl. 24. Žirovski vrh, obzorje 480 m. a) Kalcitna žila s progasto teksturo seče antracit in vsebuje mlajšo generacijo halkopirita. Odsevna polarizirana svetloba, 125 ×. b) Ista slika pri navzkrižnih nikolih. Lepo je vidna progasta tekstura.

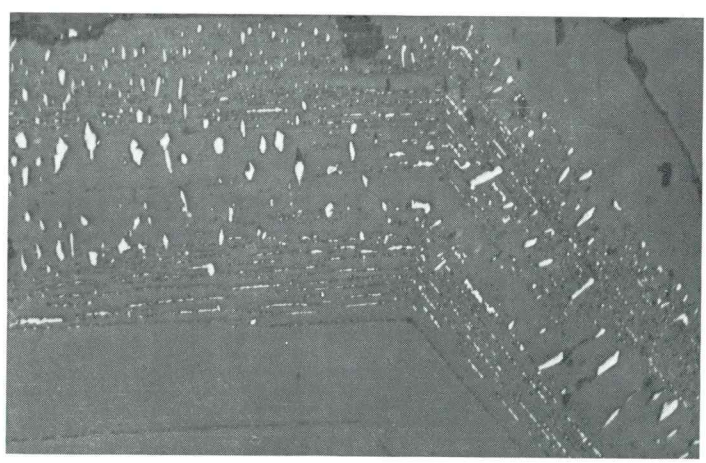
Fig. 24. Žirovski vrh, 480 m level. a) Anthracite traversed by a calcite vein showing striped structure and a younger generation of chalcopyrite. Reflected polarized light, 125×. b) The same figure, crossed nicols. Note the striped structure.



Sl. 25 — Fig. 25

Žirovski vrh, obzorje 480 m. Piritno-kalcitna žilica. V kalcitnih zrnih in na njih je pirit. Odsevna polarizirana svetloba, 45 ×.

Žirovski vrh, 480 m level. Pyrite-calcite veinlet showing an alternation of crystallized calcite and pyrite. Reflected polarized light, 45 ×.



Sl. 26. Žirovski vrh, obzorje 480 m. Detajl slike 25 kaže piritove vključke v kalcitnih zrnih. Odsevna polarizirana svetloba, 125 ×.

Fig. 26. Žirovski vrh, 480 m level. Detail of the figure 25 showing the pyrite inclusions in calcite grains. Reflected polarized light, 125 ×.



Sl. 27 — Fig. 27

Škofje, rov Planina. Orudeni drobnozrnati peščenjak. Presevna polarizirana svetloba, navzkrižni nikoli, 25 ×.

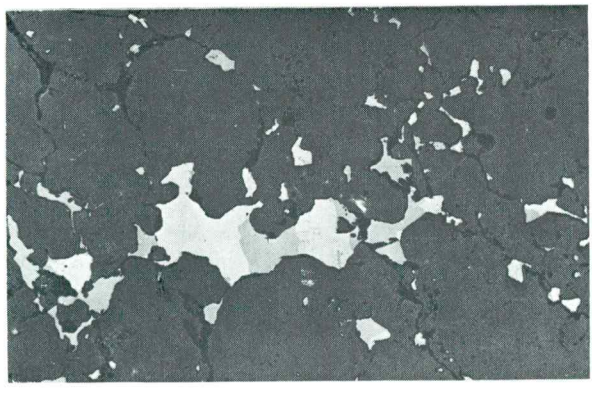
Škofje, Planina adit. Mineralized fine-grained sandstone. Transmitted polarized light, crossed nicols, 25 ×.



Sl. 28 — Fig. 28

Škofje, rov Planina. Isto kot slika 27, vendar brez analizatorja. Lepo so vidna nepravilna, dokaj enakomerno razvrščena sulfidna zrnca.

Škofje, Planina adit. The same as in fig 27 without analyser. Anhedral sulfide grains distributed throughout the quartz sandstone.



Sl. 29 — Fig. 29

Škofje, rov Planina. Halkopiritna in bornitna zrnca ter večje halkopiritnobornitno polje v orudenem peščenjaku. Odsevna polarizirana svetloba, 47 ×.

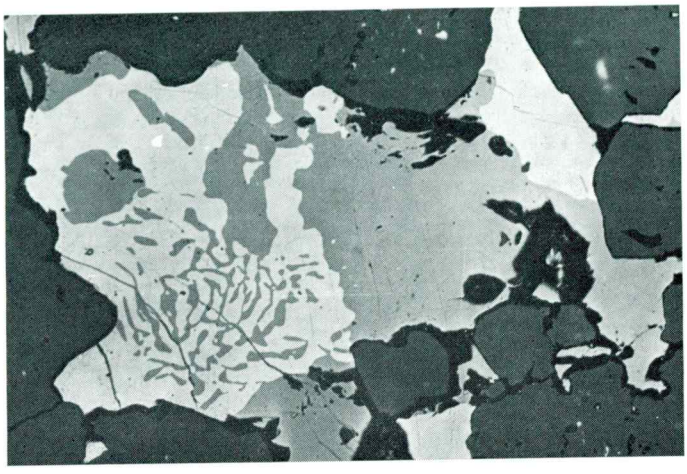
Škofje, Planina adit. Chalcopyrite and bornite grains and a larger chalcopyrite-bornite patch in the mineralized quartz sandstone. Reflected polarized light, 47 ×.

Rudni minerali tvorijo v vezivu peščenjaka drobna zrnca s premeri 20 × 60 do 30 × 120 mikronov. Zrnca imajo nepravilne preseke in so v drobnozrnatem peščenjaku dokaj enakomerno razvrščena (sl. 27 in sl. 28). V srednjezrnatem, predvsem pa v debelozrnatem peščenjaku so razlike v njihovih velikostih večje. Tu so poleg drobnih zrnc monomineralna in polimineralna sulfidna polja bolj ali manj vzporedna s plastovitostjo (sl. 29). V teh primerih so kristalizirali rudni minerali verjetno v nekoliko večjih porah peščenjaka. Pomembno je, da rudni minerali v polimineralnih sulfidnih poljih niso kristalizirali v določenem stalnem zaporedju. V istem obrusku je ponekod halkopirit starejši od bornita, drugod pa obratno. Bornit in halkozin se večkrat mirmekitsko zraščata, kar dokazuje sočasno kristalizacijo obeh sulfidov, ali pa zbirno kristalizacijo (sl. 30 a). Tu in tam vsebujeta peščenjak in meljevec konkordantne sulfidne pole in leče z lepimi psevdomorfozami pirita in bakrovih mineralov, predvsem bornita in tennantita po rastlinskih ostankih (sl. 30 b). N. P a n t i ć (pismeno sporočilo) je določil v nekaterih primerih ostanke iglavcev ali lepidofitov, v drugih pa ostanke praprotnic.

Rudne plasti pogosto sečejo konkordantne in diskordantne kremenove, kremenovo-karbonatne in karbonatne žilice, ki vsebujejo iste rudne minerale kot obdajajoča rudna plast. V kremenovih in kremenovo-karbonatnih žilicah sem našel tudi idiomorfne dvojčke albita. Čeprav jih obdajajo sulfidna polja, niso spremenjena (sl. 31). Značilno je, da te žilice ne sečejo krovninskega in talninskega glinastega skrilavca, temveč se ob stiku z njim končajo, kot bi jih odrezal z nožem. To dokazuje, da pri epigenetskih in retrogradno epigenetskih procesih v rudne plasti niso prihajale raztopine iz okolnih kamenin, temveč so krožile v zaprtih sistemih; skoraj vsaka rudna plast je bila takšen zaprt sistem. Porne raztopine so v določenem delu plasti topile jalovinske in rudne minerale in jih drugod odlagale. Pri tem so nastale v orudenem peščenjaku pogosto značilne metasomatske strukture. Halkopirit in bornit sta delno nadomestila piritna zrna in pri tem celo odkrila njihovo conarno zgradbo (sl. 32). Pri močnejših procesih so preostali v bornitnih in halkopiritnih poljih le še močno korodirani piritni vključki. Tu in tam sem našel tudi popolne psevdomorfoze bornita ali halkopirita po piritu. Rudni minerali so nadomeščali tudi minerale jalovine. Tako sledi predvsem bornit marsikje stikom med karbonatnimi zrni in njihovi razkolnosti (sl. 33). Nekatere strukture so na videz tako podobne tistim, ki nastanejo pri epigenetskih magmatogenih hidrotermalnih procesih, da so jih nekateri raziskovalci navajali kot »dokaz« za hidrotermalni nastanek rudišča Škofje.

Pri kartiranju stare jame je našel I. G a n t a r (1952) bakrove minerale tudi v zgornjepermskem dolomitu, vendar le na neposrednem stiku z orudenim grödenskim peščenjakom. Karbonatni in klastični skladi so bili na stiku nekoliko zdrobljeni. Rudni minerali in kremen so se premeščali v dolomit največ 1,5 do 2 m. Z oddaljevanjem od grödenskih plasti se je njihova količina postopno zmanjševala. V tem primeru gre za epigenetsko mobilizacijo rudnih mineralov in kremena iz orudenega peščenjaka v zgornjepermski dolomit.

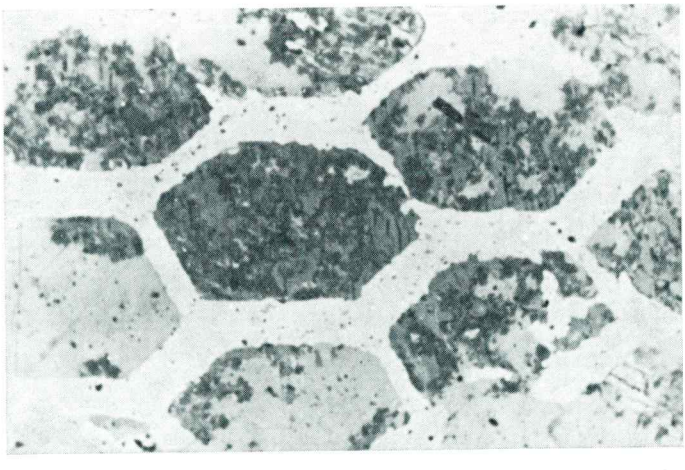
Poleg bakra in železa vsebuje ruda Škofjega še malo As in Pb ter Zn. Geokemična parageneza je torej v določeni meri podobna paragenezi rude na Žirovskem vrhu. Bistvena razlika pa je v tem, da v rudi Škofjega ni urana.



Sl. 30 a — Fig. 30 a

Škofje, rov Planina. Mirmekitsko zraščanje bornita in halkozina. Odsevna polarizirana svetloba, 130 ×.

Škofje, Planina adit. Myrmekitic intergrowth of bornite and chalcocite. Reflected polarized light, 130 ×.



Sl. 30 b — Fig. 30 b

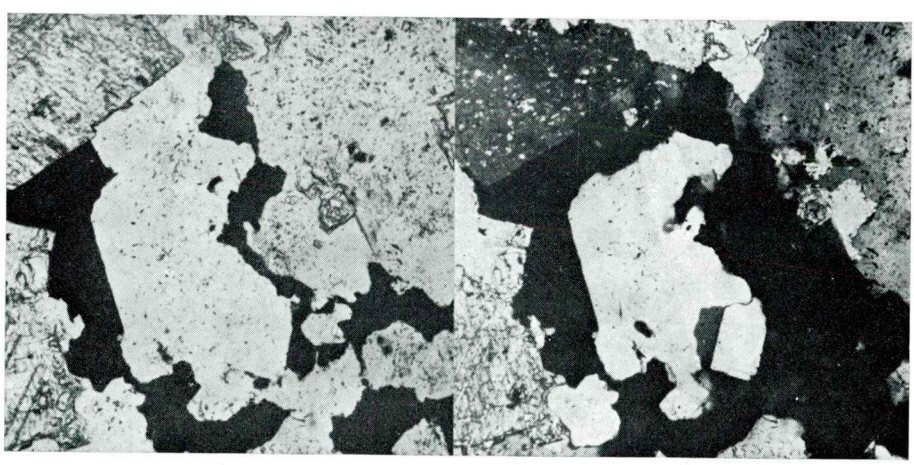
Škofje, rov Planina. Tennantit (belo) in covellin (temno sivo) sta delno nadomestila bornit (svetlo sivo) in odkrila celično strukturo. Odsevna polarizirana svetloba, 560 ×.

Škofje, Planina adit. Cell texture revealed by replacement of bornite (light gray) by tennantite (white) and covellite (dark gray). Reflected polarized light, 560 ×.

Idiomorfni piritovi kristalčki, nabrani v zelenem grödenskem meljevcu v neposredni bližini stika z zgornjepermskimi plastmi, so zelo siromašni s slednimi prvinami; vsebujejo le nekoliko povečani količini As in Pb (tabela 2). Drugi vzorec pirita je bil vzet iz kremenove žile, ki je vsebovala tudi idiomorfne kristale pirita in halkopirita, v sledovih pa še galenit. Ta žila spada v rudišču med najmlajše in je nastala v rudni plasti zelo verjetno šele pri retrogradni epigenezi. Tudi pirit in halkopirit iz te žile sta zelo siromašna s slednimi prvinami (tabeli 2 in 3). Vsebujeta le povečano količino Pb, vezanega v glavnem na primes galenita. Analiza rude pa je pokazala 58 do 250 ppm Ag, ki je vezano na bornit in halkozin (M. Drovenik, 1979). Povečana vsebina Ag v teh dveh mineralih je značilna za bakrova rudišča tipa »red beds«.

Po masnospektrometrični analizi (M. Drovenik in sod., 1970) se spreminja vrednost $\delta S^{34}$ v območju približno 29 ‰, in sicer od —8,79 ‰ do —37,93 ‰, srednja vrednost za 12 vzorcev pa znaša —19,40 ‰.

Pri kartiranju sta našla I. Mlakar in K. Ciglar pojave bakrove rude tudi v grödenskem peščenjaku pri Šebreljah, kjer gre za tri golice s sulfidnimi in eno golico z oksidnimi bakrovimi minerali. Plasti so tektonsko tako porušene, da ni bilo mogoče določiti, ali gre za en sam ali več rudonosnih horizontov. Orudeni peščenjak je vseboval neenakomerno razvrščena sulfidna zrna in manjše leče ter tanke diskordantne žilice; rudni minerali so bili najbolj pogostni ob antracitnem vložku. Prevladoval je bornit, ki sta ga spremljala tennantit in pirit; precej manj je bilo halkozina in galenita. Zelo redka so bila zrnca $\alpha$ domeykita. V orudenem peščenjaku sem našel tudi lepe psevdomorfoze pirita po rastlinskih ostankih, ki dokazujejo njegov zgodnjediagenetski nastanek. Po tangencialnem (sl. 34a) in radialnem (sl. 34b) rezu je določil N. Pantić (pismeno sporočilo), da gre za piritizirani ostanek lesa primitivnega iglavca



a b

Sl. 31. Škofje, rov Planina, Albitna dvojčka, obdana s sulfidi v kremenovo-karbonatni žilici. a) Presevna polarizirana svetloba. b) Navzkrižni nikoli, 110 ×.

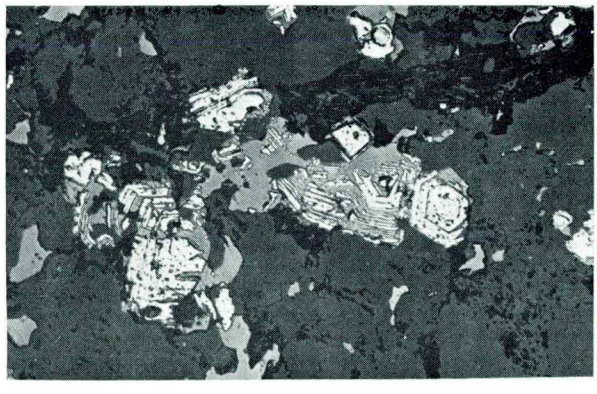
Fig. 31. Škofje, Planina adit. Quartz-carbonate veinlet including two albite twins enclosed by sulfides. a) Transmitted polarized light. b) Crossed nicols, 110 ×.

araukaroidnega tipa, in sicer *Araucarioxylon* Kraus. Tudi bakrovi minerali, predvsem bornit, so zapolnili lumene celic. Njihove stene sestoje iz semifuzinita. Pri oksidaciji in cementaciji se je bornit spremenil v malahit in halkozin (sl. 35). Žveplo bornita je razločno obogateno z lahkim izotopom, kar dokazujeta vrednosti $\delta S^{34}$, ki se gibljeta okrog —11 ‰. Piritova psevdomorfoza po rastlinskih ostankih je izmed vseh do sedaj analiziranih sulfidov v naših rudah najbogatejša z $S^{32}$, vrednost $\delta S^{34}$ doseže namreč —39,88 ‰.

Ruda iz Masor vsebuje lepe psevdomorfoze bornita, tennantita in galenita po rastlinskih ostankih (sl. 36). Bornit in tennantit sta rahlo obogatena z $S^{34}$. Sicer pa je mineralna sestava enaka kot v orudenem peščenjaku iz Šebrelj (M. Drovenik in sod., 1976).

V Sovodnju je sivi grödenski peščenjak z majhnimi antracitnimi lečami na drobno impregniran s halkopiritom in z bornitom, manj je pirita, tennantita in sfalerita. M. Ristić in C. Markov (1971) sta v treh sulfidnih vzorcih določila vrednost $\delta S^{34}$ od +2,50 ‰ do —10,2 ‰.

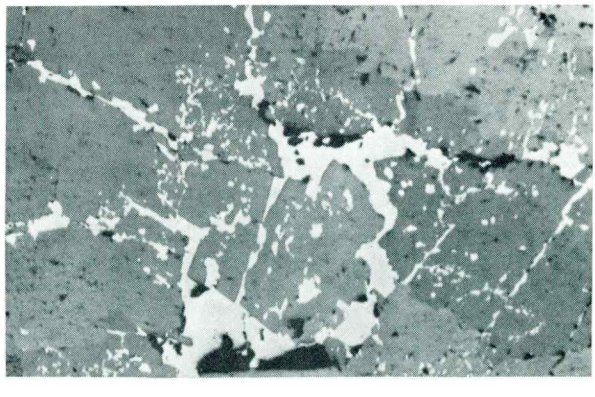
Masnospektrometrična analiza izotopske sestave žvepla sulfidov iz Škofjega, Šebrelj, Masor in Sovodnja je pokazala, da se giblje vrednost $\delta S^{34}$ od +2,50 ‰



Sl. 32 — Fig. 32

Škofje, rov Planina. Bornit je delno nadomestil piritna zrna in odkril njihovo conarno zgradbo. Odsevna polarizirana svetloba, 100 ×.

Škofje, Planina adit. Pyrite grains partly replaced by bornite. Thereby the zoned texture of pyrite is revealed. Reflected polarized light, 100 ×.



Sl. 33 — Fig. 33

Škofje, vrtina št. 10. Dolomit nadomeščen z bornitom po robovih zrn in vzdolž razkolnih razpok. Odsevna polarizirana svetloba, 67 ×.

Škofje, borehole No. 10. Dolomite replaced by bornite along the grain boundaries and cleavage cracks. Reflected polarized light, 67 ×.

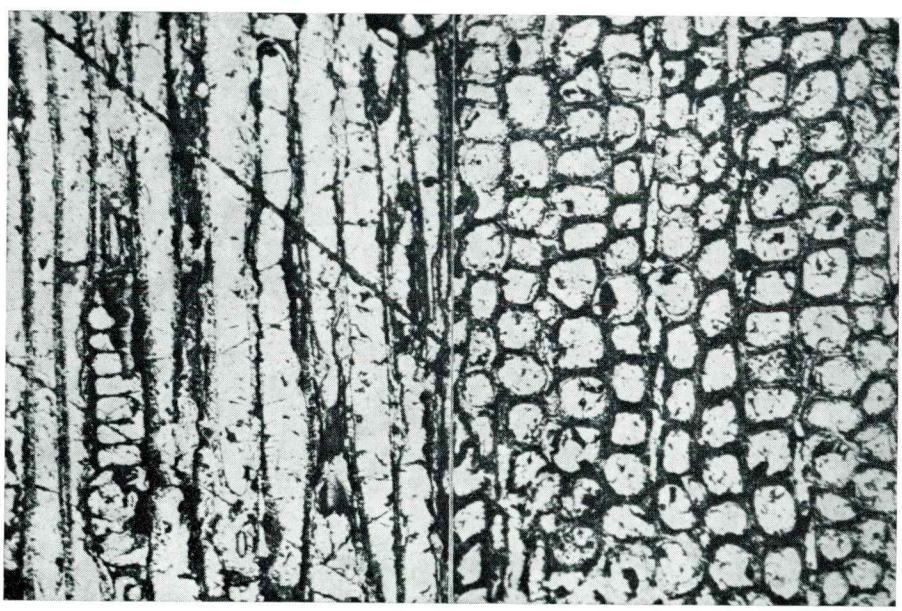
do —39,88 ‰; srednja vrednost za 20 vzorcev znaša —16,7 ‰. Obogatitev z lahkim izotopom in velik razpon vrednosti $\delta S^{34}$ dokazujeta biogeni izvor žvepla v sulfidih bakrovih rudišč v grödenskih plasteh.

V Hrastnem pri Mokronogu so od časa do časa odkopavali hematitno železovo rudo. Zaradi premajhnih zalog se rudnik ni mogel prav razviti. Tudi raziskave leta 1952 niso dale boljšega rezultata. Ruda se nahaja v rdečem skrilavcu in peščenjaku, ki ga je B. Berce (1954) uvrstil v skitsko stopnjo, dopustil pa je tudi zgornji del perma. Pozneje se je odločil za skitsko stopnjo (B. Berce, 1956). M. Pleničar in U. Premru (1977) pa sta uvrstila rudonosne plasti v srednji perm po litoloških značilnostih in po primerjavi s sosednjimi ozemlji.

Po B. Bercetu (1954) vsebuje železova ruda tudi malo mangana. Rudonosni horizont je nastal pri pogojih aridne klime. V deževnih obdobjih je železo preperelih mineralov prešlo v raztopino in se nato izločilo kot hidrogel v plitkih kadunjah in lagunah. Pozneje je nastal hematit. Porudna tektonika je raztrgala rudonosni horizont.

V zgornjepermskih plasteh ni bakrovih, uranovih in železovih rudišč, pač pa so v njih tu in tam manjše koncentracije svinčevih in cinkovih rud.

Od 17. stoletja do prve svetovne vojne so na območju Skorna na obeh bregovih Pake raziskovali in odkopavali sulfidno ter karbonatno cinkovo in svinčevo rudo v površinskih kopih in plitkih jamah. V celoti so pridobili okrog



a b

Sl. 34. Šebrelje. Piritna psevdomorfoza po rastlinskem ostanku. a) Tangencialni presek. b) Prečni presek. Odsevna polarizirana svetloba, 45 ×.

Fig. 34. Šebrelje. Pyrite pseudomorphs after plant remains. a) Tangential section. b) Transverse section. Reflected polarized light, 45 ×.

500 ton Zn in 100 ton Pb. Leta 1954 so dober kilometer zahodno od Šoštanja na pobočju za Puharjevo hišo obnovili Jožefov rov in imenovali to rudišče Puharje. Po letu 1963 so izvrtali več vrtin in izkopali nov rov približno 200 m južneje, na višini Jožefovega rova prav tako na levem bregu Pake. Rudne pojave so našli tudi pri Pirečniku in pri Hudi luknji.

Po J. Atzlu (F. Rolle, 1857a), ki je bil nekaj časa lastnik rudnika, naj bi vsebovale karbonatne kamenine v Puharju več vzporednih rudnih ležišč ob prelomih. Tunner (E. Clar, (1929) je menil, da gre za plastovno žilo. M. Kraus (1913) pa je rudo označil kot neenakomerne impregnacije, nastale metasomatsko v drobnozrnatem dolomitu. Ponekod se impregnacije združujejo v nepravilna rudna telesa. Rudne minerale naj bi bile prinesle ascendentne raztopine iz terciarnih predornin.

E. Clar (1929) je opisal rudonosno cono s smerjo severozahod—jugovzhod in z vpadom 50 do 70° proti severovzhodu. Ločil je štiri generacije dolomita. Prvo predstavlja drobnozrnati dolomit. Druga in tretja generacija vežeta kose zdrobljene kamenine, najmlajša pa je v žilah. Rudni minerali tvorijo predvsem vezivo breče. Večji del sfalerita je nastal pred drugo generacijo dolomita, istočasno z njo in po njej. V manjši meri se je izločal tudi s tretjo generacijo dolomita in celo po njej. Del galenita je verjetno nastal pred sfaleritom; v tem primeru bi bil v paragenezi najstarejši. Kristaliziral pa naj bi bil tudi po drugi generaciji dolomita ter skupaj s tretjo in po njej. Najmlajši galenit je nastal bolj ali manj istočasno kot bournonit.

Pri določevanju posameznih generacij rudnih mineralov je imel E. Clar težave. Zaradi prekristalizacije dolomita in rudnih mineralov ni mogel ostro ločiti posameznih faz orudenja. Na odvalu je našel tudi kose s plastovito razvrščenimi sulfidi, torej rudo s plastovito teksturo. Toda ta naj bi bila nastala pri epigenetski metasomatozi določenih delov karbonatnih plasti. Rudonosne hidrotermalne raztopine je vezal E. Clar na spodnjemiocenske predornine; pri tem je imel v mislih smrekovški andezit.

A. Tornquist (1930) je uvrstil Puharje med apomagmatska rudišča starejšega miocena, izvor hidrotermalnih raztopin pa je poiskal v andezitno-dacitni magmi. A. Cissarz (1956) je Puharje, podobno kot številna druga slovenska svinčevo-cinkova rudišča, uvrstil med terciarna regenerirana rudišča alpskega orogena. Tudi M. Iskra (1969) je zagovarjal epigenetsko-hidrotermalni nastanek Puharja, vendar ga zaradi preskromnih podatkov ni vezal niti na triadni keratofir, ki so ga sicer našli v vrtini na ožjem območju rudišča, niti na oligocenski smrekovški andezitni vulkanizem. Pomembna je njegova ugotovitev, da mlajši terciarni prelomi ne vsebujejo niti sledov sulfidne rude. Nasprotno pa se je B. Berce (1963) odločil za singenetski nastanek rudnih mineralov v Puharju. Takšen nastanek naj bi dokazovale strukture izredno drobnozrnate rude. Puharje je primerjal s svinčevo-cinkovim rudiščem Borovica v Bosni, kar pomeni, da mu je pripisal vulkanogeno-sedimentni nastanek.

F. Teller (1892) je določil karbonatnim kameninam na območju Puharja anizično in ladinsko starost. V apnencu s površja v Skornu in iz vrtin pa je našla L. Šribarjeva (M. Iskra, 1969) ostanke mikrofavne in mikroflore, ki dokazujejo njegovo zgornjepermsko starost. Ker prehaja apnenec postopno v orudeni dolomit, je uvrstil M. Iskra tudi dolomit med zgornjepermske sklade.

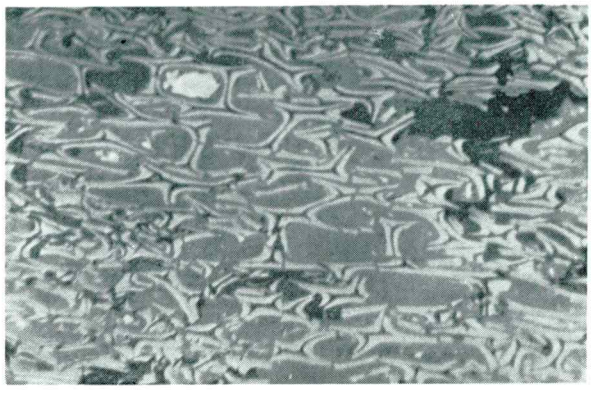
Zgornjepermski skladi so debeli nad 400 m. Njihov spodnji del sestoji po M. Iskri (1969) iz sivega in svetlo sivega apnenca, debelega okrog 45 m. Prekriva ga sivi in temno sivi dolomit, debel okrog 280 m, s ksenotopično in hipidiotopično strukturo. Ponekod je dolomit nekoliko apnen. Kamenina vsebuje številne dolomitne žilice, debele en milimeter do deset milimetrov, ki se vejasto razraščajo in preraščajo. Že na oko se ločita dve generaciji teh žilic. O brečasti strukturi dolomita je menil B. Ogorelec, da gre delno za disolucijsko brečo. Dolomitne plasti se končajo s črnim bituminoznim drobnozrnatim različkom hipidiotopične strukture. Med dolomitnimi plastmi so pole in vložki skrilavega črnega bituminoznega zelo drobnozrnatega dolomita, ki vsebuje tudi večjo količino mineralov glin. V vseh dolomitnih različkih sem našel detritična zrnca kremena, kalcedona in sericita ter drobna piritna zrnca, ki so nastala v diagenezi. Med apnencem in dolomitom je ponekod vložek hidrotermalno spremenjenega keratofirja. Navzgor prehaja dolomit v sivi, temno sivi in črni apnenec s skrilavimi vložki; njegova debelina je nad 100 m. V njem so z raziskovalnim rovom našli diskordantne kalcitne žilice, ki so se končale ob skrilavih vložkih.

Položaj keratofirja v geološki zgradbi rudišča ni jasen; ne ve se, ali je njegova lega v zgornjepermskih skladih primarna, ali pa je bil premaknjen v sedanji položaj tektonsko. Karbonatne kamenine ob stiku s keratofirjem niso hidrotermalno spremenjene in tudi ne vsebujejo rudnih mineralov.

Mineralna sestava rude je zelo enostavna. V njej prevladuje sfalerit, ki ga spremlja galenit. Manj je pirita in markazita, medtem ko so bournonit (E. Clar, 1929), boulangerit (J. Vesel, 1970) in freieslebenit le v sledovih. Od sekundarnih mineralov sem določil smithsonit, cerusit, hidrocinkit in železove hidrokside, od jalovinskih pa le dolomit, kalcit in zelo redek kremen, torej enake minerale, kot v prikamenini.

Oruden je zgornji del dolomitnih skladov. Rudne minerale vsebuje torej sivi in temno sivi dolomit ter njegov črni bituminozni različek. Talninski in krovninski apnenec sta povsem sterilna. V novem rovu so našli več majhnih nepravilnih rudnih teles brez kakršnekoli pravilnosti v njihovi medsebojni legi. Rudni minerali tvorijo v njih različno velika nepravilna zrna, razvejane žilice, vezivo dolomitnih in rudnih kosov ter ponekod tudi manjše masivne leče. Sfaleritova in galenitova zrna merijo povečini 50 $\mu$ do več milimetrov. Sedimentnih struktur, ki bi kazale na singenetski nastanek, v rudnih telesih ni niti v Jožefovem rovu niti v novem raziskovalnem rovu; teksture in strukture so povsod epigenetske. Proti periferiji rudnih teles se najprej zmanjša število žilic in nato tudi zrn, tako da je prehod v prikamenino navadno postopen. Rudnih mineralov na oko v prikamenini ni videti, kemična analiza pa je pokazala v njej sledove cinka in svinca.

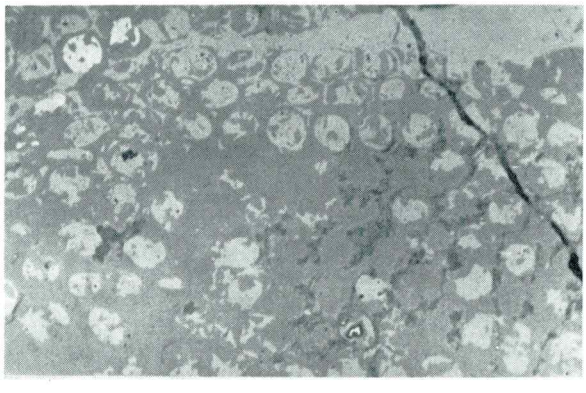
Kljub enostavni mineralni sestavi je zaporedje kristalizacije sfalerita in galenita dokaj zapleteno. V črnem drobnozrnatem bituminoznem različku dolomita v novem rovu, ki leži v krovnini orudenega sivega in temno sivega dolomita, so sfaleritna in piritna zrna razvrščena v nizih (sl. 37), v črnem drobnozrnatem dolomitu pa so enakomerno raztresena, idiomorfna in enako velika kot dolomitna zrna (sl. 38). Bolj redka so nepravilna galenitna zrna in idiomorfna piritna zrnca. Sfalerit in galenit tvorita rudne pole, ki so sicer nekoliko deformirane, vendar leže navadno vzporedno s plastovitostjo. V srednjezrnatem črnem bitumi-



Sl. 35 — Fig. 35

Šebrelje. Malahit in halkozin v celicah semifuzinita. Odsevna polarizirana svetloba, 150 ×.

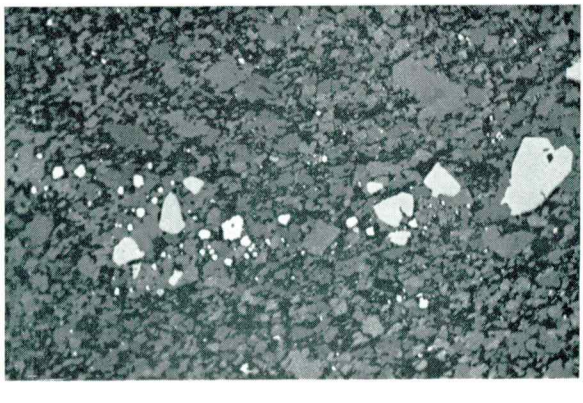
Šebrelje. Malachite and chalcocite in the cells of semifusinite. Reflected polarized light, 105 ×.



Sl. 36 — Fig. 36

Masore. Tennantit in galenit sta zapolnila celice v rastlinskem ostanku. Nadomešča ju bornit. Odsevna polarizirana svetloba, 105 ×.

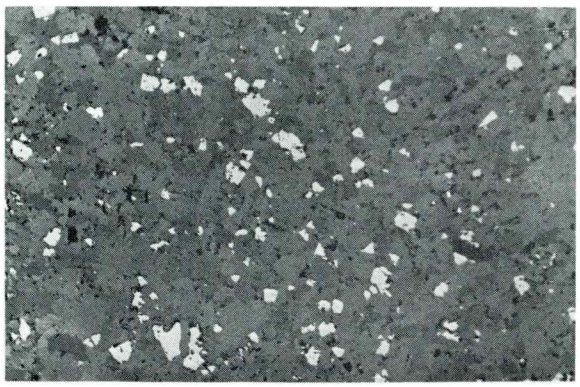
Masore. Cells of the plant fragment are filled with tennantite and galena, which are partly replaced by bornite. Reflected polarized light, 105 ×.



Ss 37 — Fig. 37

Puharje, raziskovalni rov. Niz piritnih in sfaleritnih zrnc v črnem zelo drobnozrnatem bituminoznem dolomitu. Odsevna polarizirana svetloba, 160 ×.

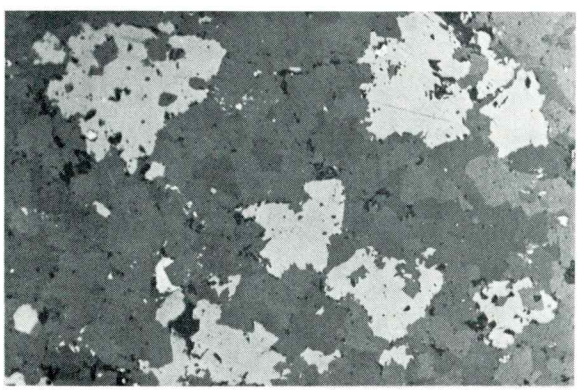
Puharje, exploration adit. String of the pyrite and sphalerite grains in black very fine-grained bituminous dolomite. Reflected polarized light, 160 ×.



Sl. 38 — Fig. 38

Puharje, raziskovalni rov. Enakomerno razvrščena ksenomorfna in idiomorfna sfaleritna zrna v črnem bituminoznem drobnozrnatem dolomitu. Odsevna polarizirana svetloba, 57 ×.

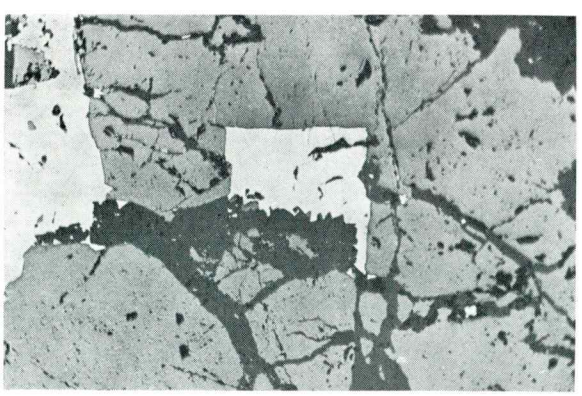
Puharje, exploration adit. Anhedral and euhedral sphalerite grains distributed throughout the black fine-grained bituminous dolomite. Reflected polarized light, 57 ×.



Sl. 39 — Fig. 39

Puharje, raziskovalni rov. Nepravilna sfaleritna polja med dolomitnimi zrni vsebujejo korodirane karbonatne vključke. Odsevna polarizirana svetloba, 160 ×.

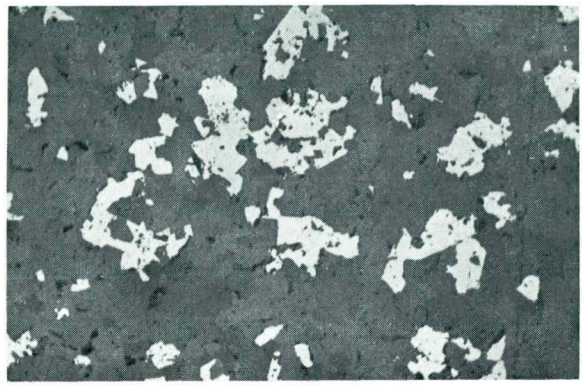
Puharje, exploration adit. Irregular sphalerite patches follow dolomite grain boundaries and show corroded carbonate inclusions. Reflected polarized light, 160 ×.



Sl. 40 — Fig. 40

Puharje, raziskovalni rov. Idiomorfni galenit obraščen s sfaleritom. Odsevna polarizirana svetloba, 160 ×.

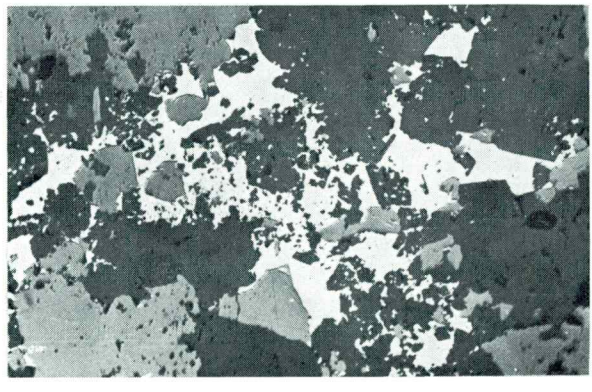
Puharje, exploration adit. Euhedral galena enclosed by sphalerite. Reflected polarized light, 160 ×.



Sl. 41 — Fig. 41

Puharje, raziskovalni rov. Ksenomorfna in idiomorfna zrna sfalerita v dolomitu. Odsevna polarizirana svetloba, 146 ×.

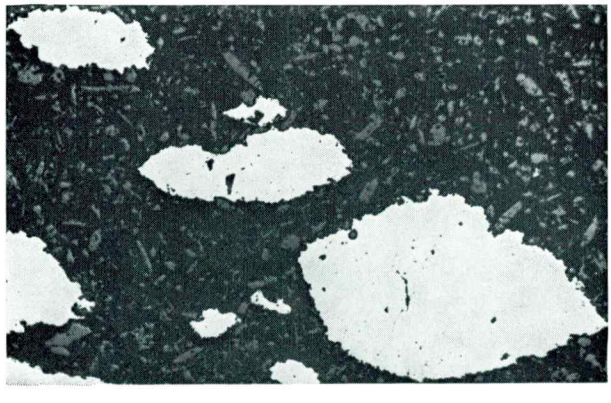
Puharje, exploration adit. Anhedral and euhedral sphalerite grains in dolomite. Reflected polarized light, 146 ×.



Sl. 42 — Fig. 42

Puharje, raziskovalni rov. Korodirana zrnca sfalerita in dolomita v galenitu. Odsevna polarizirana svetloba, 146 ×.

Puharje, exploration adit. Corroded sphalerite and dolomite grains in galena. Reflected polarized light, 146 ×.



Sl. 43 — Fig. 43

Lepa njiva, rov št. 4. Metakristali antimonita v okremenelj kamenini. Odsevna polarizirana svetloba, 37 ×.

Lepa njiva, adit No. 4. Stibnite metacrysts in a silicified rock. Reflected polarized light, 37 ×.

noznem dolomitu je sfalerit neenakomerno razvrščen, tvori nepravilna polja, ki se vraščajo med dolomitna zrna (sl. 39), in vsebujejo pogosto korodirane karbonatne vključke. Galenit je v nekaterih primerih starejši od sfalerita, ki ga obrašča (sl. 40), povečini pa je mlajši in nadomešča sfalerit. Gre torej za dve generaciji galenita. Toda če najdemo le njegovo monomineralno zrno, ni mogoče določiti, kateri generaciji pripada.

Sivi in temno sivi dolomit vsebuje poleg pirita in organske snovi še sfaleritna zrna s ksenomorfnimi in idiomorfnimi preseki (sl. 41), ksenomorfna galenitna zrna ter nepravilna sfaleritna, galenitna in sfaleritno-galenitna polja z vključki dolomita. Galenit je v paragenezi najmlajši ter nadomešča sfalerit in dolomit (sl. 42). Oba rudna minerala tvorita tudi nepravilne splete žilic, v katerih je sfalerit praviloma starejši. Nadalje vežeta v brečo kose orudenega in jalovega dolomita ali jih pa samo obraščata, medtem ko ostale dele por zapolnjuje beli dolomit. Na ta način je nastala kokardna tekstura.

Sulfidi puharskega rudišča so nastali verjetno v diagenezi bolj ali manj bituminozne karbonatne kamenine. To dokazujejo predvsem oblike zrn in strukture v črnem bituminoznem dolomitu. Ohranile so se zato, ker je bila orudena plast izolirana s polami skrilavega drobnozrnatega bituminoznega dolomita, ki je vseboval tudi precej mineralov glin. Nobena rudna niti dolomitna žilica ne seče teh pol. V pozni diagenezi ali v epigenezi so se rudni minerali na novo razvrstili med prekristalizacijo. Izrazite epigenetske teksture so nastale predvsem v sivem in temno sivem dolomitu, ki ni vseboval skrilavih bituminoznih vložkov; zato je podtalnica zlahka prenikala skozenj. Pri drobljenju rude in prikamenine so nastale nove razpoke in pore. Zato so se rudni minerali in dolomit večkrat mobilizirali in je na ta način nastalo več generacij rudnih in jalovinskih mineralov.

Proti hidrotermalnemu nastanku rude govori dejstvo, da v rudišču ni pravih rudnih žil; poleg tega krovninski in talninski apnenec, ki bi s hidrotermami laže reagirala, sploh nista orudena. In končno dolomit ne kaže nobenih hidrotermalnih sprememb.

Za Puharje je značilna zelo enostavna geokemična združba. Poleg sfalerita in galenita vsebuje ruda bournonit, boulangerit in freieslebenit, kar pomeni, da so v njej poleg Zn in Pb tudi sledovi Sb. Spektralna kemična analiza sfalerita je pokazala Cd ter sledove Ag in Cu (tabela 13).

Tudi galenit je v splošnem siromašen s slednimi prvinami. Nekateri vzorci pa so vsebovali v primerjavi z drugimi zelo veliko As (tabela 13).

Žveplo sfalerita in galenita je različno obogateno s težkim izotopom; $\delta S^{34}$ se spreminja od +8,30 ‰ do +13,03 ‰, medtem ko je srednja vrednost za 10 vzorcev +11 ‰. To predstavlja izjemen primer, kajti sulfidno žveplo drugih slovenskih svinčevo-cinkovih rudišč je zvečine obogateno z $S^{32}$, le redko vsebuje nekoliko večjo količino $S^{34}$. Takšna izotopska sestava žvepla ne govori za njegov magmatski izvor. Verjetno je nastalo žveplo pri bakterijski redukciji večkrat reduciranih sulfatov, ki so jih prinesle v rudišče podzemeljske vode. Podoben izvor žvepla imajo po K. Gehlenu in H. Nielsenu (1969) rudni minerali v šlezijskih svinčevo-cinkovih rudiščih, ki leže prav tako v karbonatnih kameninah.

W. Voss (1895) je omenil pojav galenita v sivem zgornjepermskem apnencu na Rošci v Karavankah.

Nekaj kilometerov zahodno od Puharja je v zgornjepermskih skladih antimonovo rudišče Lepa njiva. Njegov gospodarski pomen je bil mnogo manjši kakor pomen antimonovih rudišč v karbonsko-permskih skladih Posavskih gub. Pridobili so le nekaj 10 ton Sb med raziskovalnimi deli.

Antimonit so našli na golicah zelo močno okremenelega apnenca in peščenjaka; vsebina $SiO_2$ znaša v kameninah 86 do 96 %. Okremeneli in orudeni kamenini tvorita nepravilna telesa, ki se po odpornosti ločijo od drugih skladov. Razvrščena so v smeri WSW—ENE na dolžini enega kilometra (M. B i d o v e c , 1974, 1980).

V tankih razpokah in majhnih porah je iz nizkotemperaturnih raztopin najprej kristaliziral barit. Njegovi beli in brezbarvni ploščati kristalčki se tu

Tabela 13. Spektralne kemične analize sfalerita in galenita iz Puharja (*V* ppm, *kolikor ni drugače označeno.* - *Nedoločljivo,* prazno *Ni bilo merjeno)*

Table 13. Spectrochemical analyses of sphalerite and galena from Puharje (*In* ppm, *unless otherwise indicated.* - *Undeterminable,* blank *Not measured)*

| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Ag | 1 | 10 | 1 | 21 | 58 | 130 | - | 12 | 17 | 16 |
| As | 200 | 5 | 100 | - | - | 13 | 1000 | - | 740 | 450 |
| Bi | 5 | 5 | 1 | - | - | | - | - | - | - |
| Cd | 200 | 1 | 10 | 3350 | 3900 | 4.3 | - | - | 300 | 250 |
| Co | 2 | 4 | 3 | - | - | - | - | - | - | - |
| Cu | 3 | | 1 | 26 | 20 | | - | 5 | - | 5 |
| Fe | 32 | | | 3400 | >1 % | | 220 | 62 | 223 | |
| Ga | 2 | | | 6 | - | | - | - | - | |
| In | | | 1 | | | | | | | - |
| Mn | 3 | 1 | 1 | 175 | 60 | - | 3 | 24 | - | 4 |
| Mo | 1 | 1 | 10 | - | - | - | - | - | - | 20 |
| Ni | 1 | 10 | 3 | - | - | - | - | - | - | - |
| Pb | 5 | | | ~1 % | ~7000 | | >1 % | >1 % | >1 % | |
| Sb | 10 | 10 | 30 | - | - | 79 | - | - | 30 | - |
| Sn | 10 | | 3 | - | - | | - | - | - | - |
| Tl | | 0.2 | 10 | | | 0.76 | | | | - |
| V | 3 | 1 | 1 | - | - | - | - | - | - | - |
| Zn | 100 | 10 | 100 | >1 % | >1 % | 940 | >1 % | 1300 | 4000 | >3000 |

*1* Najnižja določljiva vrednost v analizah št. 4, 5, 7, 8 in 9 (analitik Z. Maksimović)
The lowest determinable value for analyses Nos. 4, 5, 7, 8 and 9 (analyst Z. Maksimović)

*2* Najnižja določljiva vrednost v analizi št. 5 (analitik J. Fegeš)
The lowest determinable value for analysis No. 6 (analyst J. Fegeš)

*3* Najnižja določljiva vrednost v analizi št. 10 (analitik A. Gogala)
The lowest determinable value for analysis No. 10 (analyst A. Gogala)

*4-5* Sfalerit
Sphalerite

*6-10* Galenit
Galena

in tam združujejo v lističaste agregate. Šele mlajša tektonika je odprla pot raztopinam, iz katerih je kristaliziral antimonit. Njegove žilice se nepravilno prepletajo. Redkejša so gnezda z žarkovito razvrščenimi antimonitovimi kristali. Značilno je, da tvori antimonit v okremeneli prikamenini tudi metakristale (sl. 43), ki tu in tam vsebujejo korodirane kremenove vključke.

Mikroskopska raziskava je pokazala (S. Grafenauer, 1964; M. Bidovec, 1974), da gre praktično za monomineralno rudo. Antimonit spremljajo sicer pirit, markazit, siderit in kalcit, vendar v zelo majhnih količinah. Pri porudni tektoniki je bil antimonit naguban in zdrobljen (sl. 44).

Analiza slednih prvin je pokazala nizke vrednosti As, Cu, Ga in Hg, obogatitev s Pb in zaradi prisotnosti barita tudi precej Ba (tabela 12).

Žveplo antimonita je rahlo obogateno z $S^{34}$; vrednosti $S^{34}$ se spreminjajo od +0,65 ‰ do +4,72 ‰. Srednja vrednost za pet vzorcev je +2,32 ‰. Ti podatki govore za magmatski izvor žvepla.

Zanimiva je primerjava Lepe njive z antimonovimi rudišči v karbonsko-permskih plasteh Posavskih gub. Prikamenina v Lepi njivi je močno okremenela, medtem ko v Posavskih gubah ni sledov o hidrotermalni dejavnosti. Mineralna sestava rude v Lepi njivi je bolj enostavna, vendar vsebuje manjše količine določenih slednih prvin, ki omogočajo primerjavo. Žveplo antimonita v Lepi njivi je rahlo obogateno z $S^{34}$, v Posavskih gubah pa z $S^{32}$.

B. Berce (1963) se je odločil za triadno starost Lepe njive; enako tudi S. Grafenauer (1964), ki je tudi to rudišče vezal na wengenski magmatizem. Različne mineralne parageneze je razložil z bolj ali manj diferenciranimi hidrotermalnimi raztopinami, ki so se različno oddaljile od matičnih kamenin. Geokemični podatki dokazujejo, da je nastala Lepa njiva res iz zelo diferenciranih raztopin. Ni pa rešeno vprašanje, ali sta okremenenje rudonosnih kamenin v Lepi njivi in njihovo orudenje posledica triadnega ali terciarnega magmatizma.

Okremeneli zgornjepermski apnenec je oruden z antimonitom tudi na Visoškem vrhu vzhodno od Lepe njive. F. Rolle (1857 b) ga je našel med kmetijama Punčuh in Krpuh. O antimonitu z malahitom in fluoritom v apnencu nedoločene starosti pri Solčavi sta pisala E. Hatle (1885) in F. Vivenot (1869).



Sl. 44 — Fig. 44

Lepa njiva, rov št. 4. Zdrobljena antimonitova zrna, vezana z antimonovimi oksidi. Odsevna polarizirana svetloba, 37 ×.

Lepa njiva, adit No. 4. Cataclastic stibnite grains cemented by antimony oxides, Reflected polarized light, 37 ×.

## Mezozoik

### *Triada*

Na prostoru Južnih in Vzhodnih Alp ter Dinaridov se je geosinklinalna doba začela v mlajšepaleozojski eri, ko se je tod začela širiti Tetida. V triadni periodi se je geosinklinalni razvoj nadaljeval in dosegel svoj višek. Geosinklinala se je diferencirala v evgeosinklinalni del na severu in miogeosinklinalni del na jugu. V zvezi z orogenetskimi procesi je v skitski stopnji zaživel vulkanizem. V srednji triadi se je vulkanska dejavnost ojačala; srednjetriadne predornine keratofirsko-spilitne asociacije so med vsemi magmatskimi kameninami v Sloveniji najbolj razširjene. Spremljajo jih piroklastične kamenine.

Skupna debelina skitskih, anizičnih, ladinskih, karnijskih, noriških in retskih plasti je okrog 1900 m. Litološko so posamezne stopnje v različnih delih Slovenije različno razvite.

Triadni skladi so tudi ekonomsko pomembni. V skitskem dolomitu med Mokronogom in Bohorjem, v anizičnem dolomitu Tople ter v ladinskih in karnijskih karbonatnih kameninah ožje in širše okolice Mežice so nastala svinčeva in cinkova rudišča. Srednjetriadni keratofir in piroklastične kamenine v okolici Pirešice vsebujejo pirit ter svinčevo in cinkovo rudo. V srednji triadi je nastalo tudi živosrebrovo rudišče Idrija.

#### Skitska stopnja

Skitske plasti so razširjene na površju na Dolenjskem in Notranjskem, v Loških in Polhograjskih hribih, v Posavskih gubah, v predgorju Julijskih in Savinjskih Alp ter v Karavankah. V spodnjem delu skitske stopnje prevladuje dolomit s polami laporastega skrilavca in peščenjaka. V okolici Sevnice in pri Mokronogu vsebuje dolomit vložke sadre, ki kažejo na lagune. Ponekod je v spodnjem delu tudi kremenov konglomerat. Više slede sivkaste in rdečkaste peščenoskrilave plasti s sljudo in z lečastimi vložki oolitnega apnenca. Posamezne leče so debele nekaj metrov. V teh skladih, ki naj bi ustrezali seiski podstopnji, so našli školjke, ni pa znana mikrofavna.

Debelejši vložki oolitnega apnenca označujejo pričetek campilske podstopnje, ki je litološko podobna seiski, le njena vrhnja plast sestoji iz laporastega gomoljastega apnenca. V campilskih plasteh so znani fosili: polža *Natiria costata* (Münster), *Holopella gracilior* (Schauroth), amoniti *Tirolites idrianus* Hauer, *T. carniolicus* Mojsisovics, *T. cassianus* Quenstedt in *Dalmanites nodosus* Mojsisovics ter foraminifera *Meandrospira iulia* (Premoli Silva). Amoniti na Idrijskem kažejo na globljemorski razvoj teh plasti.

V vzhodnih Karavankah je nastal zgornji del skitskih plasti iz kontinentalnih in transgresijskih morskih sedimentov; prevladujeta oolitni apnenec in dolomit s sadro, torej sedimenti zelo plitvega morja (I. Štrucl, 1974).

Na Idrijskem so bili nekateri prelomi aktivni že v zgornjeskitski stopnji (L. Placer in J. Čar, 1975). U. Premru (1974a) pa je zasledil v triadnih kameninah Posavskih gub rahel vpliv črnogorske orogenetske faze. To so znaki začetka srednjetriadne orogeneze. Ponekod se je pojavila tudi vulkanska aktivnost, kar dokazujejo tufske primesi v skitskem skrilavcu južno od Javorja v bližini Tople pri Mežici (A. Zorc, 1955), tufske kamenine v skitskih usedli-

nah severozahodno od Trebnjega (C. Germovšek, 1955), v okolici Idrije (J. Kropač, 1912) in na ljubeljskem prelazu (F. Kahler, 1959).

Debelina skitskih plasti znaša v Posavskih gubah 30 do 150 m (U. Premru, 1974a) in v idrijskem rudišču skoraj 400 m (I. Mlakar in M. Drovenik, 1971).

V spodnjeskitskih plasteh jugovzhodnega dela Posavskih gub so v preteklosti odkopavali rudo, ki je ponekod vsebovala več cinka, drugod več svinca. Oruden je dolomit med Mokronogom in Bohorjem na dolžini skoraj 30 km. Večja rudarska dela so bila na Bohorju in v Ajdovskih jamah pri Mokronogu. Rudo so kopali še v Ledini pri Sevnici, znani tudi pod imenom Cerovce, in v Škovcu pri Tržišču. Sledovi raziskovalnih del pa so ohranjeni v Martinji vasi, Stranjah, Trebelnem in Zabukovju. Ta rudišča so zanimiva z metalogenetskega vidika.

Orudeni spodnjeskitski dolomit ima na Bohorju, v Zabukovju, Ledini, Mokronogu in v Martinji vasi zelo podobne lastnosti. Povečini gre za srednjezrnati različek, katerega subhedralna in anhedralna zrna merijo navadno 100 do 300 mikronov. Kamenina ima hipidiotopično, ksenotopično in včasih tudi poikilotopično strukturo. Prvotno porozni dolomit je bil sestavljen večidel iz euhedralnih zrn, ki jih je pozneje obdal avtigeni dolomitni rob in tako zapolnil pore (sl. 45). Euhedralna jedra so pogosto nekoliko motna ter vsebujejo v srednjem delu in v posameznih conah tu in tam vključke mikrita, ki pri dolomitizaciji ni bil nadomeščen. Avtigeni robovi so svetlejši in brez mikritnih vključkov.

Kamenina vsebuje nadalje nekaj kremena (zvečine pod 5 %), sericita in mineralov glin. Kremen je detritičnega izvora. Njegova zrnca imajo pogosto korodirane robove. Posamezna idiomorfna piritna zrnca so se spremenila v železove hidrokside (sl. 45). Redko vsebuje dolomit tudi posamezna zrnca markazita. Oba sulfida sta kristalizirala pri diagenezi karbonatne kamenine.

Dolomit je verjetno nastal v nadplimskem območju v aridni klimi. Mikritni vključki v dolomitnih zrnih kažejo na dolomitizacijo apnenca. Na aridno klimo je sklepal M. Iskra po sadri, ki jo je našel v jedrih vrtin pri Mokronogu in v Ledini.

V zahodnem delu bohorskega rudišča prevladuje galenit, v vzhodnem pa smithsonit. Dokaj izrazito lečasto razvita limonitizirana plast s smithsonitom se razteza v hodniku na obzorju 834 m vzhodno od vpadnika, skopanega s kote 863 m. Nadkop na vzhodnem koncu hodnika pa je ves v rudi. S tem nadkopom so se končala obnovitvena rudarska dela leta 1955. Vzorec rude iz nadkopa je po kemični analizi vseboval 38 % $Fe_2O_3$, 27,8 % ZnO in 1,65 % PbO. Tudi v Ledini so rudna telesa razvrščena v določenem horizontu.

Mineralna sestava rude je povsod zelo enostavna. Prvotni minerali so galenit, sfalerit, pirit in markazit, drugotni pa smithsonit, cerusit in železovi hidroksidi. Rudni minerali so močno oksidirani. Zato sfalerita na površju ne najdemo, galenit pa tvori tu in tam zrna, prepletena s tankimi cerusitnimi žilicami.

Tudi v rudi je med prvotnimi rudnimi minerali galenit najbolj pogosten. V lečah sta srednjezrnati in debelozrnati različek, ki vsebujeta korodirane vključke dolomita in sfalerita (sl. 46). V žilicah in žilah prevladujeta drobnozrnati in srednjezrnati različek. Vključki sfalerita so v teh primerih le maloštevilni, obdajajoči dolomit pa je slabo korodiran ali pa ga raztopine, iz katerih je kristaliziral galenit, sploh niso topile in imajo njegova zrna povsem ravne robove

(sl. 47). Tu in tam kaže galenit zaradi tektonskih deformacij strukturo »svinčevega repa«. Po oksidaciji je bil v precejšnji meri spremenjen v cerusit.

Sfalerit sestoji v glavnem iz ksenomorfnih zrn, delno tudi iz idiomorfnih, ki imajo svetlo rumene in svetlo rjave notranje reflekse. V siromašni rudi tvori sfalerit nepravilna zrna v dolomitu in obdaja evhedralna dolomitna zrna (sl. 48); kristaliziral je, še preden je nastal dolomitni rob. V bogati rudi tvori sfalerit tudi večja nepravilna polja, v katerih »plavajo« evhedralna, nekoliko korodirana dolomitna zrna (sl. 49).

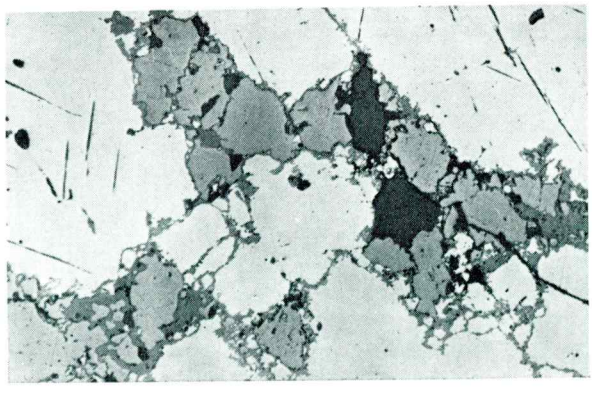
Manjši del sfalerita pripada skorjastemu različku. Njegova polja imajo okrogle in eliptične preseke ter vsebujejo pogosto idiomorfna zrna galenita (sl. 50). To dokazuje, da sta v rudi dve generaciji sfalerita; prva je starejša, druga pa mlajša od galenita. Med lupinami sfalerita sta tu in tam razvrščena pirit in markazit. Oba sfaleritova različka sta v glavnem nadomeščena s smithsonitom, ki je odkril njuno strukturo. Smithsonit je najbolj pogosten rudni mineral. Poleg tega, da nadomešča sfalerit, ga najdemo v žilicah in zrnih v prikamenini, kjer ni prvotnih rudnih mineralov.



Sl. 45 — Fig. 45

Bohor, stara jama. Ksenotopična struktura srednjezrnatega dolomita. Nekatera dolomitna zrna so obdana z avtigenim robom. Črna zrnca so železovi hidroksidi. Presevna polarizirana svetloba, 37 ×.

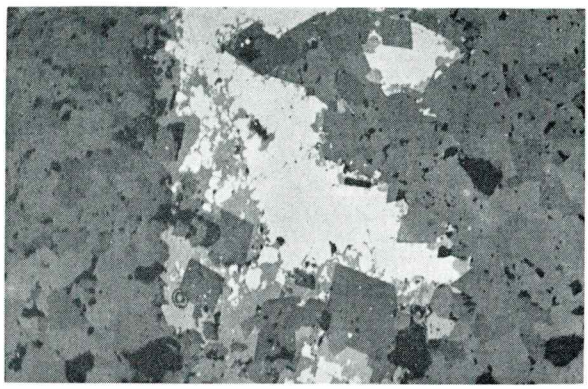
Bohor, abandoned mine. Medium-grained dolomite showing xenotopic texture. Some dolomite grains are surrounded by authigenic rims. Note the black grains of iron oxydes. Transmitted polarized light, 37 ×.



Sl. 46 — Fig. 46

Bohor, stara jama. Korodirana zrna sfalerita v galenitu, ki je delno nadomeščen s cerusitom. Odsevna polarizirana svetloba, 57 ×.

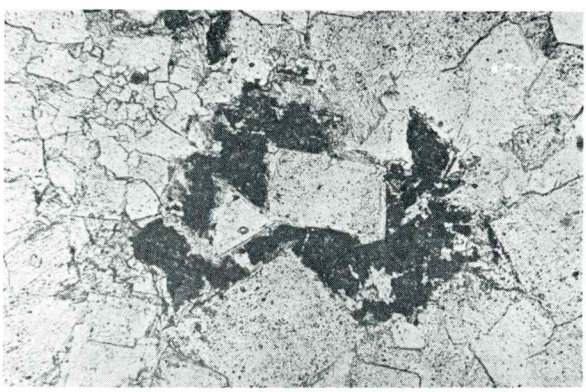
Bohor, abandoned mine. Corroded sphalerite grains in galena, partly replaced by cerussite. Reflected polarized light, 57 ×.



Sl. 47 — Fig. 47

Ajdovske jame. Zrna dolomita ob stiku z galenitom, ki je delno spremenjen v cerusit, niso korodirana. Odsevna polarizirana svetloba, 160 ×.

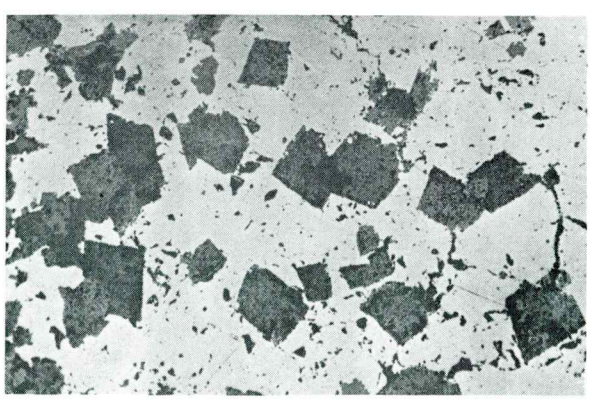
Ajdovske jame. Dolomite grains showing uncorroded borders on their contacts with galena, partly replaced by cerussite. Reflected polarized light, 160 ×.



Sl. 48 — Fig. 48

Ledina. Sfalerit obdaja evhedralna zrna dolomita. Presevna polarizirana svetloba, 37 ×.

Ledina. Euhedral dolomite grains enclosed by sphalerite. Transmitted polarized light, 37 ×.



Sl. 49 — Fig. 49

Ledina. v sfaleritu »plavajo« evhedralna, nekoliko korodirana dolomitna zrna. Odsevna polarizirana svetloba, 57 ×.

Ledina. Euhedral, slightly corroded dolomite grains in sphalerite. Reflected polarized light, 57 ×.

Posebno zanimiva je ledinska ruda s plastovito teksturo. V njej se menjavajo pole z različnimi koncentracijami in različno zrnavostjo rudnih mineralov. Najbolj pogosten je sfalerit. Njegova zrna so izometrična, hipidiomorfna in celo idiomorfna ter merijo v nekaterih polah poprečno 40 mikronov, v drugih 70 do 80 in v tretjih okrog 150 mikronov. Med sfaleritovimi zrni je pogostno piritno vezivo. Nekatere pole vsebujejo precej več pirita. V tem primeru mu pripadajo bolj ali manj pravilno razvita zrna s premeri nekaj 10 mikronov. Marsikje se je začela njegova oksidacija v sredini kristalčkov. Pri tem se je pokazalo njegovo okroglo jedro, veliko 10 do 20 mikronov. To kaže na piritne »orudene bakterije« v jedru kristalčkov.

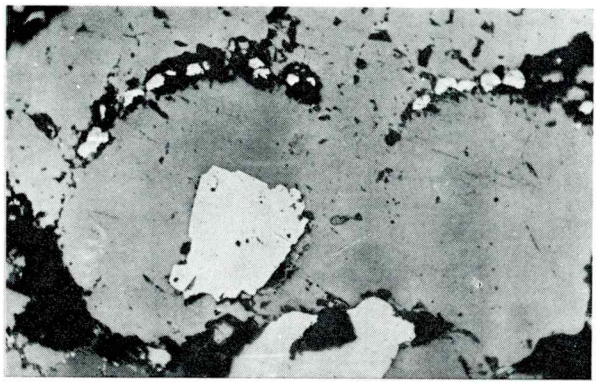
Mineralna parageneza rude dokazuje zelo enostavno geokemično združbo. Prvotni in drugotni minerali, če izvzamemo pirit in markazit ter železove hidrokside, vsebujejo le svinec in cink. Sfalerit je tako močno oksidiran ali zraščen z minerali jalovine, da ni mogoče dobiti monomineralnih vzorcev za spektralno kemično analizo. Galenit z Bohorja, iz Ledine, Zabukovja in Martinje vasi (tabela 14) pa vsebuje zelo majhne količine Ag, Cu in Sb z izjemo enega vzorca iz Ledine s 600 ppm As, ki je vezan verjetno na primes sfalerita, in vzorca iz Zabukovja s 100 ppm Sb. Sicer je pa količina slednih prvin v galenitu v različnih rudiščih enaka.

V izotopski sestavi žvepla bohorskega galenita se spreminja $\delta S^{34}$ od + 3,87 ‰ do + 5,88 ‰, srednja vrednost za 10 vzorcev je + 5 ‰. Žveplo je torej rahlo obogateno s težkim izotopom; pri tem je njegova sestava zelo homogena (M. Drovenik in sod., 1976).

Prvotno so šteli dolomit s Pb-Zn rudo v anizično stopnjo. Zato je imel B. Berce (1963) ta rudišča za anizična, nastala pa naj bi bila singenetsko. Tako je sklepal po njihovi legi v določenem stratigrafskem horizontu ter po drobnozrnati rudi, ki kaže strukture, značilne za singenetske minerale. Primerjal jih je s svinčevo-cinkovim rudiščem Borovica v Bosni in jim torej pripisal vulkanogeno-sedimentni nastanek. Tudi po B. Šinku (1965) in K. Gradu (1967) je Bohor singenetskega nastanka. M. Iskra (1973) je pri razlagi nastanka svinčevo-cinkovih rudišč v skitskih plasteh citiral N. M. Strahova (1962), ki je vezal podobna nahajališča na aridne cone. Kationi naj bi bili prišli iz prvotnih polimetalnih rudišč, ki jih je zajela erozija.

S. Grafenauer (1965) je imel najprej Bohor in podobna rudišča skupaj s Toplo in Puharjem za hidrotermalna; nastala naj bi bila v zvezi s triadno magmatsko aktivnostjo. Pozneje (1969) je prišel do sklepa, da govori največ znakov za hidrotermalni nastanek večine teh rudišč. Nekatera pa naj bi bila nastala v zgodnji diagenetski fazi, zelo verjetno na morskem dnu, vendar ni povedal, katera rudišča je imel v mislih.

Poleg tega, da je oruden določeni stratigrafski horizont, sta za nastanek svinčevo-cinkovih rudišč v skitskem dolomitu vzhodnega dela Posavskih gub pomembni zelo enostavna mineralna in geokemična parageneza; ruda vsebuje enake jalovinske minerale kot prikamenina. Sfalerit je nastal v porah dolomita še preden je euhedralna zrna obdal avtigeni rob. Pri vsem tem prikamenina ne kaže nobenih hidrotermalnih sprememb. Vse to govori proti magmatsko-hidrotermalnemu nastanku. Vsekakor pa močno prevladujejo epigenetske teksture rude.



Sl. 50 — Fig. 50

Bohor, stara jama. Idiomorfni galenit v sredini skorjastega sfalerita. Med sfaleritnimi skorjami je razvrščen pirit. Odsevna polarizirana svetloba, 160 ×.

Bohor, abandoned mine. Galena in the central part of botryoidal sphalerite. Note pyrite grains between sphalerite shells. Reflected polarized light, 160 ×.

Tabela 14. Spektralne kemične analize galenita (*V* ppm, *kolikor ni drugače označeno.* - *Nedoločljivo,* prazno *Ni bilo merjeno*)

Table 14. Spectrochemical analyses of galena (*In* ppm, *unless otherwise indicated.* - *Undeterminable,* blank *Not measured*)

| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Ag | 1 | 1 | 10 | 25 | 13 | 5 | 2 | 1 | 38 | 1 |
| As | 200 | 100 | - | - | - | - | - | 600 | - | - |
| Bi | 5 | 1 | - | - | - | - | - | - | - | - |
| Cd | 200 | 10 | - | - | 25 | 20 | - | 20 | - | - |
| Co | 2 | 3 | - | - | - | - | - | - | - | - |
| Cu | 3 | 1 | - | 5 | 8 | 3 | - | 3 | - | - |
| Fe | 32 | | - | 1500 | | | 82 | | 84 | - |
| Ga | 2 | | - | - | | | - | | - | - |
| Mn | 3 | 1 | - | - | - | - | - | 2 | - | - |
| Mo | 1 | 10 | - | - | - | - | - | - | - | - |
| Ni | 1 | 3 | - | - | - | - | - | 6 | - | - |
| Sb | 10 | 30 | 15 | 18 | - | - | 18 | - | 100 | 23 |
| Sn | 10 | 3 | - | - | - | - | - | - | - | - |
| Tl | | 10 | | | 20 | 10 | | 15 | | |
| V | 3 | 1 | - | - | - | - | - | 3 | - | - |
| Zn | 100 | 100 | 1150 | 1000 | 3000 | 3000 | 1150 | >3000 | 1280 | 5600 |

*1* Najnižja določljiva vrednost v analizah št. 3, 4, 7, 9 in 10 (analitik Z. Maksimović)

The lowest determinable value for analyses Nos. 3, 4, 7, 9 and 10 (analyst Z. Maksimović)

*2* Najnižja določljiva vrednost v analizah št. 5, 6 in 8 (analitik A. Gogala)

The lowest determinable value for analyses Nos. 5, 6 and 8 (analyst A. Gogala)

*3-6* Bohor

*7-8* Ledina

*9* Zabukovje

*10* Martinja vas

Za razlago nastanka teh rudišč je pomembna zlasti ruda s plastovito teksturo v Ledini. Malo verjetno je, da bi bila nastala ta ruda pri hidrotermalno-metasomatskih procesih. Po različni zrnavosti sfalerita, razmerju med sfaleritom in piritom in verjetni prisotnosti »orudenih bakterij« v piritnih kristalčkih sklepam, da je nastala ruda s plastovito teksturo v diagenezi. Pri epigenetskih procesih je rekristalizacija rudnih mineralov zabrisala prvotno teksturo. Kovine so tudi migrirale v razpoke in pore, pri čemer so nastale rudne žilice in večja zrna. S tem v zvezi naj opozorim, da obdajajoči dolomit povečini ni bil močneje nadomeščen.

Izotopska sestava žvepla na prvi pogled ne govori v prid biogenega izvora. Žveplo galenita z epigenetskimi teksturami je namreč sorazmerno zelo homogeno in rahlo obogateno s težkim izotopom. Vrednost $\delta S^{34}$ bi nihala v večjem razponu, če bi bili analizirali tudi sfalerit. Toda sestava prvotnega biogenega žvepla se je lahko homogenizirala pri epigenetski mobilizaciji. S težkim izotopom pa ga je obogatilo sulfatno žveplo, ki so ga prinašale podtalne vode iz sadre v spodnjeskitskih plasteh. Seveda zahteva ta razlaga nadaljnje masnospektrometrične raziskave.

## Anizična stopnja

V spodnjem delu anizičnih plasti prevladuje dolomit, manj je apnenca. Zgornji del sestoji iz pelagičnih usedlin temnega apnenca, laporja, tufa in dolomita z rožencem, ki se nadaljujejo v ladinsko stopnjo. Tu in tam so našli apneni konglomerat in brečo. Značilni sta foraminiferi *Meandrospira dinarica* Kochansky-Devidé et Pantić in *Glomospira densa* (Pantić). Spremljajo ju poleg drugih foraminifer še ostrakodi, školjke, ehinodermi in cefalopodi. Med algami je omeniti vrste *Physoporella pauciforata* (Gümbel), *Physoporella minutoidea* Herak in *Macroporella alpina*, med konodonti pa obliko *Paragondolella excelsa* Mosher. V vzhodnih Karavankah je pod Peco določil L. Žlebnik (1955) ostanke cefalopodov iz rodov *Ceratites, Sturia* in *Ptychites*. V rdečkastem ploščastem apnencu severovzhodno od Novega mesta pa sta našla O. Kühn in A. Ramovš (1965) cefalopode iz rodu *Ptychites, Proarcestes, Sturia, Parapinacoceras, Gymnites* in *Actites*. Ti fosili dokazujejo pelsonsko in ilirsko podstopnjo.

Anizični skladi so ponekod povsem erodirani, drugod pa dosežejo različne debeline. V Posavskih gubah je ocenil U. Premru (1974 a) debelino spodnjega, dolomitnega dela na 50 do 100 m. Na Dolenjskem, med Čatežem in Primskovim merijo le 15 do 30 m, v Sodražici pa do 300 m (S. Buser, 1974 a). Na območju Idrije anizični dolomit ne preseže 60 m (I. Mlakar in M. Drovenik, 1971), v rudišču Topli pa ga je okrog 340 m (I. Štrucl, 1974). Debeline zgornjega, pelagičnega dela anizične stopnje ni določena, ker se je sedimentacija kontinuirano nadaljevala v ladinsko stopnjo.

V severnih Karavankah leži v anizičnih karbonatnih kameninah na južnem vznožju Pece cinkovo-svinčevo rudišče Topla. Čeprav je oddaljeno v zračni črti okrog sedem kilometrov od Mežice, se navadno prišteva k mežiškim revirjem.

A. Zorc (1955) je našel v anizičnih karbonatnih kameninah razpršeni prvini Zn in Pb, v rudi pa sedimentne teksture. To je imel za dokaz sinsedimentnega nastanka. Po S. Grafenauerju (1958, 1965) pa naj bi bila Topla nastala hidrotermalno v zvezi s triadno magmatsko aktivnostjo. Proti eksternemu sedi-

mentacijskemu načinu naj bi govorili močni fizikalno kemični dokazi. Pozneje je S. Grafenauer (1969) uvrstil tudi Toplo med tista svinčevo-cinkova rudišča, v katerih so rudni minerali delno nastajali v zgodnji diagenetski fazi, zelo verjetno na morskem dnu. Tudi B. Berce (1960) se ni strinjal z A. Zorcem. Po slikah in skicah, ki jih je bil objavil A. Zorc, ter po lastnih raziskavah je prišel do sklepa, da je možen samo hidrotermalni nastanek. Svinčevo-cinkovo rudišče Mežica, ki je po tedanjih razlagah obsegalo tudi Toplo, naj bi bilo po B. Bercetu v zvezi z intruzijo triadnega granitita. Pozneje (B. Berce, 1963) je spremenil svoje mišljenje in Toplo uvrstil med singenetska svinčevo-cinkova rudišča, ki so nastala podobno kot Borovica v Bosni, torej pri vulkanogeno-sedimentnih procesih. Tudi variscična starost karavanških globočnin kaže, da svinčevo-cinkova rudišča v vzhodnih Karavankah ne morejo imeti zveze z granitno intruzijo.

Nadrobna študija I. Štrucla (1974) je potrdila Zorčevo razlago o sedimentnem nastanku rudišča Topla. Prav s to študijo je I. Štrucl med prvimi dokazal sedimentni nastanek enega izmed cinkovo-svinčenih rudišč v karbonatnih kameninah Vzhodnih Alp. V Topli in njeni okolici je raziskoval tri horizonte aniziČnih karbonatnih kamenin; spodnji in zgornji sestojita iz apnenca, srednji pa iz dolomita. V spodnjem horizontu, ki meri približno 190 m, prevladuje temno svi in črni mikritni apnenec z manjšo ali večjo količino fosilov, fosilnih drobcev, peletov ter intraklastov. Prisotna sta tudi peletni in detritični apnenec s sparitnim cementom ter pasoviti dolomikrit. Mikritni apnenec je nastal v sorazmerno mirnem globjem morju; zanj je značilen nizek energijski indeks. Peletni in detritični apnenec s precej visokim energijskim indeksom pa je nastal v plitki vodi in dolosparit v zelo plitki močno slani morski vodi.

Kamenine spodnjega horizonta so nekoliko obogatene s Zn; njegova količina se giblje od 10 do 150 ppm; svinec je zastopan z nekaj ppm, toda v nekaterih plasteh doseže 50 ppm. Kamenine spodnjega horizonta vsebujejo nadalje 46 do 2080 ppm Sr in poprečno 0,27 % Fe.

Srednji horizont meri okrog 100 m. Sestoji iz različnih vrst dolomita. Najbolj pogosten je laminarni dolomit z ritmiti dolomikrita in dolosparita. Za ta dolomit so značilne strukture ptičjih oči. V kamenini so namreč številne majhne pore zapolnjene v spodnjem delu z drobnozrnatim dolomitom, v zgornjem pa s srednjezrnatim cementacijskim dolomitom. Manj je pasovitega ali zebrastega dolomita, ki je nastal v pozni diagenezi, morda celo pozneje. Srednji horizont vsebuje še masivni dolomikrit in masivni dolosparit ter drobnozrnati intraklastični dolomikrit in dolomitno brečo. Vse kamenine srednjega horizonta vsebujejo precej organskega detritusa. Nastale so bile v nadplimskem, plimskem in podplimskem pasu v zmerni in močno aridni klimi. Ta horizont vsebuje tudi rudne plasti, ki pa nimajo večjih razsežnosti. Sestoje iz laminarnega dolomikrita, drobnozrnatega dolosparita, intraklastičnega dolomikrita ter intraformacijske breče. Vsebina cinka je v kameninah drugega horizonta nekoliko nižja, toda rudnonosni dolomit ga vsebuje do 2700 ppm in 450 ppm Pb. Jalovi dolomitni različki vsebujejo poprečno 63 ppm Sr, rudonosni dolomit pa komaj 30 ppm.

S stratigrafskega vidika je pomemben zgornji horizont, ker so v njem našli fosile, ki dokazujejo ilirsko podstopnjo. Njegova debelina znaša okrog 120 m. V spodnjem in srednjem delu tega horizonta prevladuje biomikritni apnenec,

zgornji pa sestoji iz dolomitiziranega radiolaritnega apnenca z rožencem. Ti karbonatni skladi so nastali v mirnem globokem morju. Prav kamenine zgornjega horizonta vsebujejo najmanj cinka, saj se giblje njegova vrednost pod 20 ppm. Svinca pa tu praktično ni.

V srednjem horizontu anizičnega zaporedja imajo interstratificirana bogata rudna telesa zelo nepravilne cevaste oblike. Zanje je značilno, da je cinkova ruda koncentrirana v talninskem delu, svinčeva, oziroma svinčevo-cinkova pa v krovninskem delu. Obdajajoče dolomitne plasti vsebujejo na večjih površinah siromašne koncentracije obeh kovin (0,5 do 1 %). Te plasti zapolnjujejo podolgovate in lijakaste kotanje v talnini. Orudenje ni bilo v zvezi s tektoniko, pač pa so prelomi pozneje razkosali in premaknili rudna telesa (I. Štrucl, 1974).

Rudni minerali leže v laminarnem dolomikritu, drobnozrnatem dolosparitu, intraklastičnem dolomitu in v intraformacijski breči. I. Štrucl je ločil plastovito rudo z ohranjenimi sedimentnimi teksturami in strukturami, impregnacijsko rudo in žilno-impregnacijsko rudo. Ponekod so zelo lepo vidni rudni ritmiti ter sedimentne in obremenitvene teksture, ki kažejo, da so rudni ritmiti nastali v zgodnji diagenezi.

Najpomembnejši rudni mineral je sfalerit. Nastal je v zgodnji diagenezi, a je bil pozneje premeščen. Njegova zrna so nepravilna s premeri pod 60 mikroni; nastala so bila po zgodnjediagenetski dolomitizaciji in zapolnjujejo intergranularne pore v dolomitu (sl. 51). Del zgodnjediagenetskega sfalerita tvori tudi okrogla zrnca, ki merijo povečini le nekaj mikronov, dosežejo pa tudi nekaj deset mikronov. Značilno je, da jih najdemo le v piritu in markazitu (sl. 52). Železova sulfida sta torej obdala sfaleritne kroglice in jih na ta način zavarovala. Verjetno so bile takšne kroglice prvotno v rudi bolj pogostne, vendar je bil sfalerit pri poznodiagenetskih in epigenetskih procesih premeščen. V nekoliko večjih sfaleritnih poljih je viden pod mikroskopom pirit z vključki sfaleritnih kroglic. To jasno dokazuje dve generaciji cinkovega sulfida. Poznodiagenetski, oziroma epigenetski sfalerit je v belih dolomitnih žilicah. J. Ottemann (I. Štrucl, 1974) je v zgodnjediagenetskem sfaleritu z mikrosondo določil Fe, Cu, Cd in In. Našel je, da vsebuje zgodnjediagenetski različek več bakra in znatno več indija.

Galenita je manj. Zvečine tvori 1 do 5 mm velike idiomorfne in ksenomorfne metakristale v poznodiagenetskem debelozrnatem dolomitu. Navadno so ti kristali mlajši od sfalerita. Pogosto vsebujejo vključke sfalerita, pirita in predvsem dolomita.

Tudi obeh železovih sulfidov, pirita in markazita je manj kakor sfalerita. Med zrni zgodnjediagenetskega dolomita so pogostne piritne »orudene bakterije«. Marsikatera »orudena bakterija« je pozneje zrasla v bolj ali manj idiomorfen piritni metakristal. Mlajši pirit je predvsem v poznodiagenetsko prekristaliziranem dolomitu. Markazit tvori navadno radialno žarkovite skupke in je pogosten zlasti v plastoviti cinkovi rudi.

Za nastanek rudnih mineralov potrebno žveplo naj bi bile posredovale po I. Štruclu bakterije pri presnovi sadre v kalcit, in sicer v obliki $H_2S$, ki naj bi se bil nato s prisotnimi kovinami spajal v sulfide. Toda niti v drugem horizontu anizičnih karbonatov niti v rudnih plasteh ni sledov sadre. Težko je verjeti, da bi anaerobne bakterije spremenile vso sadro v kalcit. Zato menim, da so te bakterije reducirale sulfate morske vode, ki je bila v mulju.

Kar zadeva izvor svinca in cinka, je I. Štrucl računal z dvema možnostima: kationa sta prišla s hidrotermalnimi raztopinami v morje in nato v sediment, ali pa so ju vode prinesle iz preperelih magmatskih kamenin, morda tudi iz starejših rudišč. Za bolj verjetno je imel drugo možnost, torej supergeni izvor cinka in svinca.

Z geokemičnega stališča predstavlja Topla v severnih Karavankah poseben primer. Cink namreč močno prevladuje nad svincem. Po A. Zorcu (1955) je razmerje 5 : 1 v korist cinka, po I. Štruclu pa 4 : 1 do 6 : 1. Sfalerit vsebuje zelo malo Fe, povečano količino Cd in nekaj Sb (tabela 15). Poleg tega vsebuje sfalerit Tople 300 do 400 ppm Cu. Tudi galenit je s slednimi prvinami zelo siromašen (tabela 15). Rahlo sta povečana le As in Tl, eden izmed vzorcev je pokazal tudi precej Sb. Značilno je, da vsebuje ruda Tople v primerjavi z mežiško zelo malo fluora.

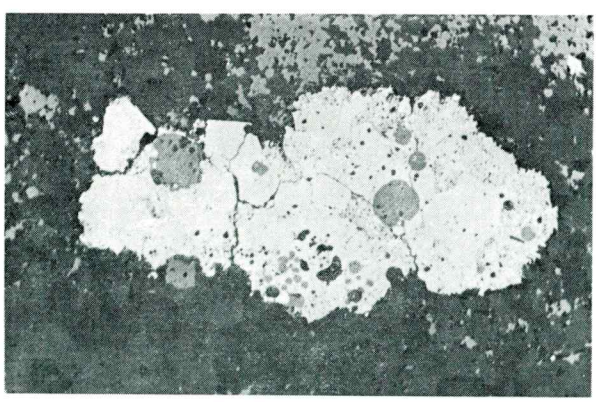
Izotopska sestava žvepla je različna. Količina $\delta S^{34}$ v sulfidih Tople znaša +8,1 % do —24,1 ‰. Razpon je torej zelo velik, saj znaša kar 32,2 %; srednja vrednost 14 vzorcev je —15,6 ‰. Ti podatki kažejo, da se je sprostilo žveplo



Sl. 51 — Fig. 51

Topla, obzorje 1143 m. Zelo drobna nepravilna sfaleritna zrnca med dolomitnimi zrni. Odsevna polarizirana svetloba, 105 ×.

Topla. 1143 m level. Tiny anhedral sphalerite grains between dolomite grains. Reflected polarized light, 105 ×.



Sl. 52 — Fig. 52

Topla, 1143 m. Sfaleritne kroglice v piritu in sfaleritna zrnca v dolomitu. Odsevna polarizirana svetloba, 105 ×.

Topla, 1143 m level. Sphalerite globules in pyrite. Note tiny sphalerite grains in dolomite. Reflected polarized light, 105 ×.

pri biogeni redukciji sulfatov. Torej govori tudi sestava žvepla za diagenetski nastanek sulfidov (M. Drovenik in sod., 1970, 1975, V. A. Grinenko in sod., 1974).

Če bi šlo v Topli za redukcijo sadre, bi bili sulfidi obogateni s težkim izotopom žvepla. Raziskave pa so pokazale le v enem vzorcu nekoliko več težkega izotopa, medtem ko je bilo 14 vzorcev obogatenih z lahkim izotopom, kar kaže tudi srednja vrednost —15,6 ‰. V triadnih sulfatih Srednje Evrope je namreč žveplo močno obogateno s težkim izotopom. Po H. Nielsenu (1965) se giblje $\delta S^{34}$ približno od +14 ‰ do +22 ‰. E. Schroll in K. H. Wedepohl (1972) sta določila v sulfatih iz plasti v Bleibergu vrednosti +14,8 ‰ do +18,9 ‰.

Živosrebrovo rudišče Podljubelj sta opisala že M. V. Lipold (1874) in S. Rieger (1897). Za razliko od Idrije, kjer so orudene mlajšepaleozojske ter spodnjetriadne in srednjetriadne plasti, je živosrebrova ruda v Podljubelju le v anizičnih skladih. Pod rudonosnim apnencem prevladuje dolomit, ki vsebuje v zgornjem delu plasti meljevca. Sledi temno sivi rudonosni apnenec, delno dolomitiziran. Dolomitizacija je posledica diageneze in ne epigeneze; vsekakor torej ni v zvezi z orudenjem. Na rudonosnem apnencu leži zopet meljevec, ki vsebuje precej mineralov glin.

Po geološki karti se razteza na ožjem območju rudišča rudonosni apnenec od zahoda proti vzhodu na dolžini 400 m in vpada strmo proti jugu. Orudeni sta dve vzporedni coni, ki ju loči jalov apnenec. Rudni coni ležita v prekristali-

Tabela 15. Slednj elementi v sfaleritu in galenitu iz Tople (*V* ppm, + *Sledovi*, - *Nedoločljivo*, prazno *Ni bilo merjeno*)

Table 15. Trace elements in sphalerite and galena from Topla (*In* ppm, + *Traces*, - *Undeterminable*, blank *Not measured*)

| | 1 | 2 | 3 | 4 |
|---|---|---|---|---|
| Ag | 3 | 3 | 3 | 3 |
| As | - | 32 | 30 | 30 |
| Ba | | 3 | 3 | |
| Bi | | 3 | 3 | 3 |
| Cd | 1500 | | 32 | |
| Cu | | 3 | 3 | |
| Fe | 1200 | 1400 | | |
| Ga | - | | | |
| Hg | - | - | | |
| In | | | 3 | |
| Mn | + | | 3 | |
| Mo | | - | | |
| Ni | - | | | |
| Sb | 40 | - | | 700 |
| Sn | | | | |
| Sr | | | 10 | |
| Tl | | | 32 | 32 |
| Zn | | 4000 | 4000 | |

*1* Sphalerite

*2-4* Galena

ziranem apnencu, ki sestoji iz kalcitnih zrn, velikih 50 do 400 mikronov. Prekristalizacijo so povzročile hidrotermalne raztopine. Iz njih je kristaliziral tudi kremen, zato je apnenec nekoliko okremenel.

Rudonosni apnenec je prepreden s tremi generacijami kalcitnih žilic; dve sta verjetno starejši od rude, tretja pa je nastala sočasno z njo. Mikroskopska raziskava A. P. Florjančiča (1970) in M. Drovenika je pokazala, da se nahaja največji del cinabarita prav v kalcitnih žilicah tretje generacije, ki so široke 0,5 do 3 mm. V prekristaliziranem apnencu tvorijo žilje. Njihova gostota je v srednjem delu cone največja, proti robu cone pa se postopoma zredčijo. V žilicah tvori cinabarit nepravilna polja s premerom več milimetrov (sl.53). Ker so rastla metasomatsko, vsebujejo korodirane vključke kalcita. Med kalcitnimi zrni (sl. 53) in zlasti na stiku kalcitnih žilic s prikamenino (sl. 54) so nastala cinabaritna zrna, ki merijo navadno nekaj mikronov do nekaj deset mikronov. Poleg kalcita in cinabarita vsebujejo te žilice ponekod tudi kremen, tako da gre za cinabaritno-kalcitno-kremenove žilice, v manjši količini pa še barit, fluorit in kaolinit.

Prekristalizirani nekoliko okremeneli apnenec vsebuje med kalcitnimi zrni cinabaritna zrnca, velika navadno 10 do 25 mikronov. Njihova koncentracija je v posameznih kosih rude zelo različna. V spremenjenem apnencu so tudi majhne leče zelo drobnozrnatega cinabarita; na oko so podobne jeklenki iz Idrije. Pod mikroskopom so vidne skorjaste (sl. 55) in natečne oblike cinabarita, ki ima radialno-trakasto zgradbo (sl. 56). Ta cinabarit je bil nastal iz koloidnih raztopin in je kasneje kristaliziral. Spremenjeni apnenec vsebuje tudi majhne količine pirita.

Nespremenjeni apnenec je malo oruden; gre za raztresena drobna zrnca cinabarita s premeri pod 20 mikronov.

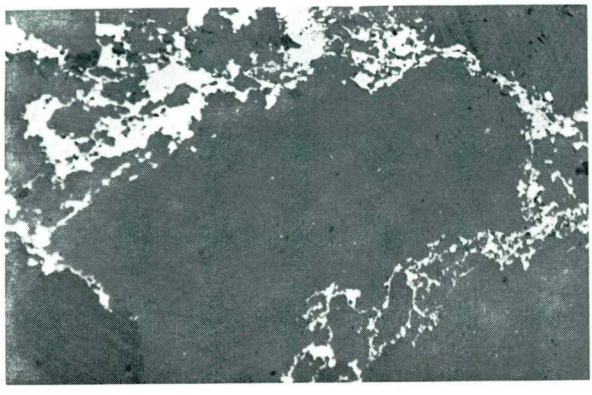
Zveza cinabarita s prekristaliziranim in slabo okremenelim apnencem ter s kalcitnimi žilicami, ki vsebujejo še kremen, barit, fluorit in kaolinit, dokazuje, da gre za hidrotermalno orudenje.

Spektralna analiza je pokazala (tabela 11) baker v dveh vzorcih cinabarita. Vzorec drobnozrnatega cinabarita iz majhne leče jeklenke je vseboval še precej cinka ter nekaj germanija in svinca (vzorec št. 11). Srednjezrnati cinabarit iz kalcitne žilice pa je bil izredno čist; razen bakra ni vseboval nobene sledne prvine (vzorec št. 12).

Podljubeljsko rudišče je zelo podobno idrijskemu. V obeh primerih gre za praktično monomineralno in monometalno živosrebrovo rudišče. V Podljubelju je edini rudni mineral cinabarit. V obeh rudiščih so povzročile hidrotermalne raztopine prekristalizacijo in slabše okremenenje. Cinabarit je kristaliziral povečini iz ionskih raztopin, delno pa je nastajal tudi iz koloidnih raztopin. Zanj je nadalje značilno, da vsebuje le malo slednih prvin v majhnih količinah. Ta dejstva govore v prid domneve, da je nastala cinabaritna ruda v obeh rudiščih iz hidrotermalnih raztopin, ki so imele zelo podobno sestavo.

V vzhodnem podaljšku Posavskih gub so v anizičnih plasteh Rudnice že pred davnimi časi pridobivali železovo rudo. V prejšnjem in v začetku tega stoletja so jo kopali med Olimjem in Podčetrtkom, sledili pa so jo tudi zahodno od Olimja.

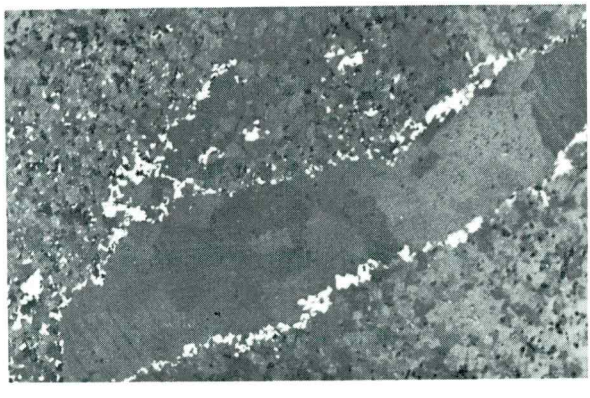
Triadni hrbet Rudnice, ki ga z vseh strani obdajajo terciarne plasti, je dolg 11 km in poprečno širok nekaj manj kot tri kilometre. Najstarejši skladi so



Sl. 53 — Fig. 53

Podljubelj. Nepravilna cinabaritna polja med kalcitnimi zrni. Odsevna polarizirana svetloba, 105 ×.

Podljubelj. Irregular cinnabar patches along the calcite grain boundaries. Reflected polarized light, 105 ×.



Sl. 54 — Fig. 54

Podljubelj. Cinabaritna zrnca ob mejah kalcitne žilice s prikamenino. Odsevna polarizirana svetloba, 105 ×.

Podljubelj. Small cinnabar grains follow the boundaries between the calcite vein and wall rock. Reflected polarized light, 105 ×.



Sl. 55 — Fig. 55

Podljubelj. Skorjasti cinabarit. Odsevna polarizirana svetloba, 37 ×.

Podljubelj. Botryoidal cinnabar. Reflected polarized light, 37 ×.

anizični, razširjeni na južnem in jugovzhodnem pobočju Rudnice. Sestoje iz sivega, ponekod plastovitega dolomita, ki vsebuje v zgornjem delu vložke sljudnega in peščenega skrilavca. V stratigrafsko-litološkem zaporedju sledi psevdoziljski skrilavec z vložki, polami in plastmi apnenca ter kremenovega peščenjaka. V njegovem zgornjem delu je našel M. Hamrla (1955) tudi *petra verde*. Sorazmerno velike površine pripadajo tufu avgitnega porfirita, v katerem so tu in tam manjše golice predornin. Po dveh tufskih horizontih v psevdoziljskih skladih je M. Hamrla sklepal, da gre za dve erupcijski fazi. Krovnina teh skladov sestoji iz svetlo sivega ladinskega dolomita, ki mu pripada največji del Rudnice. Na njem leže manjše krpe karnijskega raznobarvnega apnenca z rožencem.

Po podatkih T. Zollikoferja (1861) in A. Aignerja (1907) so odkopavali v dolomitu med Olimjem in Podčetrtkom nekaj manjših rudnih teles, bolj ali manj ploščatih, ki so precej strmo vpadala proti jugu in vzhodu. Rudna telesa so nastala po M. Hamrli (1955) pri hidrotermalno metasomatskem nadomeščanju anizičnega dolomita vzdolž prelomov in porušenih con. Pri tem naj bi predstavljali psevdoziljski skladi neprepustni pokrov. Pri nadomeščanju je nastal v glavnem ankerit, le delno tudi siderit, s katerim se je bolj ali manj sočasno izločal kremen. Prvotna minerala sta še galenit in pirit. Pri oksidaciji so bili prvotni železovi minerali spremenjeni v limonit, ki so ga odkopavali. Ruda je vsebovala 30 do 50 % železa. V obdajajočem dolomitu so našli tanke žilice in drobna zrnca galenita, pirita in markazita. Železova sulfida sta tvorila tudi žilice in zrnca v psevdoziljskih skladih.

M. Hamrla je našel tudi drugačno rudo; psevdoziljski skladi vsebujejo rdeč roženec z drobnimi idiomorfnimi listi hematita in z zrni goethita. Hematit so našli tudi pri Sodni vasi.

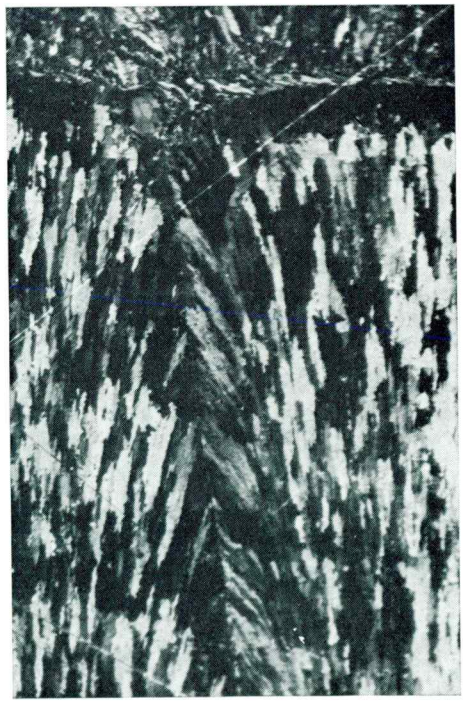
V zahodnem delu Rudnice, in sicer na južnem pobočju Žusma, je določil M. Hamrla tudi rudo z manganovimi in železovimi minerali. Gre za tanjšo plast porozne okremenele in orudene kamenine ob kontaktu dolomita v krovnini psevdoziljskih in rabeljskih plasti.

Po M. Hamrli so tri navedene vrste rude različno stare. Roženec s hematitom in goethitom naj bi bil nastal v psevdoziljskih skladih singenetsko v zvezi z erupcijami kislih predornin. Kremenica in železo naj bi bila prihajala v morje s plinskimi ekshalacijami ali z visokotemperaturnimi raztopinami. Ta ruda je torej po M. Hamrli nastala v ladinski stopnji. Po B. Bercetu (1956) pa sta roženec, oziroma jaspis, kot on imenuje to kamenino, in hematit kontaktno-metamorfnega nastanka na stiku predornin s karbonatnimi kameninami. Tudi v primeru takšne razlage gre za ladinsko rudo.

Manganova in železova ruda na južnem pobočju Žusma, ki naj bi jo bile prinesle nizkotemperaturne hidrotermalne raztopine, je po M. Hamrli mlajša od rabeljskih plasti in tudi od tektonike, ki jo je dislocirala, vendar starejša od srednjeoligocenske epohe. Metasomatska ankeritno-sideritna ruda med Olimjem in Podčetrtkom pa naj bi bila mlajša od rude na Žusmu; njena spodnja meja je srednjemiocenska epoha.

Gre za tri geokemično zelo sorodne vrste rude, ki leže poleg tega praktično na istem prostoru. Zato je takšno razlago težko zagovarjati. Bolj verjetno je, da so vse tri vrste rude nastale v genetski zvezi s triadno vulkansko aktivnostjo,

seveda v različnem okolju. Po M. Hamrli (1955, profil na sl. 12) je nastala metasomatska ankeritno-sideritna ruda ob prelomih, ki so tvorili s plastmi anizičnega dolomita kot 60 do 80°. Metasomatoza je vsekakor potektonska, toda prelomi so lahko nastali že v ladinski stopnji v zvezi s srednjetriadno tektonsko-magmatsko aktivnostjo. Ob prelomih so nekoliko pozneje prihajale hidrotermalne raztopine, ki so vsebovale v glavnem železo in malo svinca ter so povzročile metasomatozo dolomita. Iz raztopin nekoliko drugačne sestave, ki so vsebovale poleg železa tudi kremenico in so se izlivale na morsko dno, sta nastala singenetsko rogovec in hematit. Tej rudi je tudi M. Hamrla pripisal ladinsko starost. In končno so raztopine, ki so vsebovale kremenico, mangan in železo, prinesle rudo na južnem pobočju Žusma. Po M. Hamrli gre za metasomatozo dolomita, vendar je rudo tudi sam (str. 103) vezal na porfiritni vulkanizem. Zato ni razloga, da bi mu kot zgornjo mejo starosti postavili srednjeoligocensko epoho. V zvezi s to rudo naj opzorim še na dejstvo, da gre za plast, bogato s kremenom. Kamenina je pasovita, posamezni pasovi pa so zelo podobni jaspisu. Manganovi minerali tvorijo v tej plasti tu in tam tudi ledvičaste gomolje, v katerih se menjavajo lupine braunita in psilomelana, prisoten pa je tudi koloidni različek železovega hidroksida. Vse to bolj govori za vulkanogeno-sedimentni nastanek te rude kot za metasomatski izvor. Železova in manganova ruda na Rudnici je torej verjetno nastala v zvezi s triadno magmatsko aktivnostjo, in sicer delno pri metasomatskih delno pri vulkanogeno-sedimentnih procesih.



Sl. 56 — Fig. 56

Podljubelj, detajl slike 55. Pri navzkrižnih nikolih se vidi radialna trakasta struktura. Odsevna polarizirana svetloba, 125 ×.

Podljubelj, detail from the figure 55. Under crossed nicols the radial fibrous texture is seen. Reflected polarized light, 125 ×.

V širši okolici Rudnice so našli železovo rudo pri Fužinah, Vodružu in Rifniku. Pri Fužinah na severovzhodnem pobočju Bohorja in pri Vodružu južno od Šentjurja gre za hematitno rudo v rogovcu psevdoziljskih plasti, medtem ko je ankeritno-sideritna ruda pri Rifniku jugozahodno od Šentjurja v karbonatnih plasteh anizične stopnje.

Po J. Duhovniku in A. Zorcu spremljata pri Sodni vasi v okolici Šmarja pri Jelšah kontakt porfirit-apnenec (?) hematit in temno rdeči jaspis.

V anizičnem (?) apnencu pri Pristovi so ob železnici pri vhodu v pečovniško premogovno kadunjo našli pojav bakrove rude z malahitom, azuritom in kupritom. Ruda naj bi vsebovala tudi nekaj pirotina (Em. Riedl, 1857; E. Hatle, 1885).

Najstarejši boksitni horizont so našli z vrtino pri Zavratcu okrog 6 km vzhodno od Idrije. Boksitna plast v globini je debela 3 m. V neposredni okolici leži na meji anizičnega dolomita ter spodnjeladinskega peščenjaka in konglomerata leča boksita, dolga nekaj sto metrov in debela do tri metre. Dolomit vsebuje na meji z boksitom precej pirita. Boksit je tudi v vezivu peščenjaka in konglomerata.

## Ladinska stopnja

Ladinska stopnja se deli po fosilnih ostankih na fassansko in langobardsko podstopnjo. V ladinskih plasteh je precej dolomita, apnenca z roženci, magmatskih kamenin in tufov. Zanje so značilni amoniti, školjki *Daonella lommeli* (Wissmann) in *Posidonia wengensis* (Wissmann), apnene alge iz rodu *Teutloporella* (S. Buser in A. Ramovš, 1968) in konodonti.

Posebne razvoje ladinske stopnje predstavljajo psevdoziljske plasti, grebenske kamenine in plasti skonca. Psevdoziljske plasti se raztezajo od Cerknega čez Selško dolino, Jelovico in Črno pri Kamniku v Posavske gube. Sestoje iz drobnika, peščenjaka in glinastega skrilavca z vložki predornin in tufov. Vmes je ponekod apnenec, ki vsebuje po podatkih K. Grada tu in tam roženec ter intraformacijski konglomerat. Grebenski razvoj predstavlja wettersteinski apnenec vzhodnih Karavank, ki ga spremlja dolomit. Oba vsebujeta tu in tam korale in apnene alge. Predvsem v apnencu je v Mežici svinčevo-cinkova ruda, zato ga imenujemo tudi rudonosni apnenec. Plasti skonca so razvite na širšem območju Idrije. S tem imenom so označili starejši raziskovalci peščenoskrilave plasti, za katere je I. Mlakar (1967) dokazal, da pripadajo dvema horizontoma. V idrijskem rudišču je razvit le zgornji horizont, drugod, npr. na območju Gor, pa tudi spodnji horizont skonca.

Ob prelomih z generalno smerjo zahod—vzhod (J. Duhovnik, 1953; U. Premru, 1974a; L. Placer in J. Čar, 1975) je prodirala magma. Zaživela je srednjetriadna vulkanska faza, najmočnejša magmatska aktivnost v Sloveniji. Produkti te vulkanske faze so predornine, tufska breča, tuf in hibridne tufske kamenine. Prevladujoči piroklastični različki dokazujejo, da je bila vulkanska dejavnost zelo eksplozivna. J. Duhovnik (1956b) je razdelil ladinske predornine in njihove tufe na severni in južni pas. Severni pas se razteza od Mrzle vode pri Rablju do južnega pobočja Donačke gore in odtod naprej na Hrvaško, južni pa od Idrije do Mokronoga.

Med magmatskimi kameninami s porfirsko strukturo so bile do sedaj določene naslednje predornine keratofirsko-spilitne asociacije:

— kremenov keratofir in keratofir z nizkotemperaturnimi vtrošniki albita,
— kremenov porfir in albitizirani kremenov porfir,
— spilitizirani avgitni diabaz in albitizirani porfirit,
— avgitni diabaz z bazičnimi plagioklazi in kremenov porfirit z vtrošniki andezina; plagioklazi so visokotemperaturni.

Za kisle predornine je značilna hialopilitska in perlitska, za mafične pa intersertalna ter drobnozrnata in debelozrnata ofitska struktura. Mandlji so zapolnjeni s kloritom, kremenom, kalcitom in epidotom.

Golice ladinskih globočnin niso znane. Toda J. Duhovnik je našel v tektonski breči pri vasi Potoki zahodno od Knap drobce kislih globočnin, ki dokazujejo kristalizacijo v globljih nivojih.

Po C. Germovšku (1959) so na Štajerskem srednjetriadne kisle predornine bolj razširjene kakor mafične. Po razmerju med kalcijem, alkalijami in kremenico jih je razdelil na dve skupini; ločil je predornine pacifične province, oziroma kalcijeve kamenine, in predornine atlantske province, oziroma alkalno-kalcijeve kamenine. Časovno ni mogel razlikovati obeh vrst kamenin. Menil pa je, da sta nastali iz iste magme, vendar pri različnih pogojih. V geosinklinalni dobi so bruhali vulkani lavo pacifične sestave z bogato asimiliranimi sedimenti geosinklinale. V obdobjih, ko so se tektonske sile sproščale s prelomi in premiki ob njih, pa so bile erupcije alkalne; prihajale so iz večjih globin in so bile manj onečiščene z asimilacijo sosednjih kamenin.

Nasprotno je prišel E. Faninger najprej (1961 b, 1965) do sklepa, da so nastale triadne predornine iz dveh magem. Ognjišče prve je bilo verjetno v tako imenovani »bazaltni plasti«. Iz njegove magme so nastali diabaz, spilit, porfirit in tudi kremenov porfir in kremenov keratofir, kolikor imajo jasno zvezo z diabazom in porfiritom. Drugo magmatsko ognjišče naj bi bilo više, in sicer v »sialu«. Tu je prišlo do taljenja starejših kamenin, pri čemer je nastala magma, ki je dala pri diferenciaciji kremenov keratofir in kremenov porfirit. Pozneje pa je razložil E. Faninger (1971) genezo triadnih predornin z magmatsko diferenciacijo prvotno bazične bazaltne magme. Albitizacijo in kloritizacijo kamenin je vezal na posebne pogoje v geosinklinalnem stadiju orogeneze.

V ladinskih karbonatnih skladih severnih Karavank je naše najpomembnejše svinčevo-cinkovo rudišče Mežica, kjer kopljejo rudo že 300 let. Mežica obsega Centralno rudišče ter revirja Graben in Mučevo. V enakih skladih so tudi rudni pojavi v Naravskih ledinah, na Peci, v Suhem dolu in v Kotljah.

Na anizičnih plasteh leže v Mežici ladinske, nato slede karnijske, noriške in retske plasti. Največjo debelino, 1000 do 1200 m, imajo ladinske kamenine, ki vsebujejo vsa ekonomsko pomembna svinčevo-cinkova rudna telesa. Njihov spodnji del se deli na dolomitni in glinastolaporasti razvoj. Drobnozrnati wettersteinski dolomit je nastal v nadplimskem pasu in je slabo plastovit. Glinasti skrilavec in lapor sta nastala iz sedimentov nekoliko globljega morja; ustrezala naj bi partnaškim plastem. Po H. J. Schneiderju (1964) gre za kamenine predgrebenskega faciesa v ladinski geosinklinali Vzhodnih Alp. V zgornjem delu ladinskih plasti prevladuje beli, svetlo sivi in svetlo rjavi wettersteinski apnenec v lagunskem razvoju. Zanj so značilni stromatoliti in ooliti, vsebuje pa tudi črno in rjavo brečo ter dolomit. Lateralno prehaja v apnenec grebenskega razvoja, ki vsebuje ostanke koral (A. Zorc, 1955; I. Štrucl, 1971).

Nekateri raziskovalci vzhodnoalpskih svinčevo-cinkovih rudišč štejejo Mežico skupaj z Rabljem in Bleibergom med epigenetska magmatsko hidrotermalna rudišča, ki naj bi bila nastala po eni razlagi v triadni, po drugi v terciarni periodi. Zopet drugi imajo ta rudišča za singenetska.

Po B. Graniggu in J. H. Koritschonerju (1914) je Mežica apomagmatsko svinčevo-cinkovo rudišče; rudonosne raztopine naj bi bile prišle epigenetsko iz globine. Tudi A. Tornquist (1930) je prištel Mežico k apomagmatskim rudiščem pliocenske starosti. A. Cissarz ni raziskoval tega rudišča; najprej (1951) ga je postavil v genetsko zvezo s terciarnim vulkanizmom, pozneje (1956) pa ga je prištel k terciarnim regeneriranim rudiščem. Nastalo naj bi bilo po savski fazi.

Po večletnih preučevanjih je prišel A. Zorc (1955) do sklepa, da je mežiško rudišče nastalo singenetsko v zvezi s podmorskim vulkanizmom v triadni dobi. Pozneje pa sta bili njegovi zgradba in sestava znatno spremenjeni zaradi tektonike, metasomatoze in oksidacije. Svoj sklep je utemeljil takole:

— Vse triadne usedline od anizične do noriške stopnje vsebujejo sledove svinca in cinka.

— Sedimentno rudo je najti v vseh revirjih. V petdesetih letih je dajala ta ruda 35 % celotne proizvodnje. Okrog 20 % rude so nakopali v nespremenjenih sedimentnih ležiščih in okrog 15 % v ležiščih, ki so bila pri poznejših tektonskih in metasomatskih procesih spremenjena.

— Sedimentna ruda sestoji navadno iz svinčevih in cinkovih rudnih mineralov ter ni v zvezi z nobenimi prelomi.

— Sfaleritni koncentrat vsebuje poprečno 0,20 % F, kar dokazuje, da vsebuje ruda tudi fluorit. Zanj pa je H. J. Schneider (1954) ugotovil, da je v svinčevo-cinkovih rudiščih Severnih apneniških Alp med Arlbergom in Berchtesgadenom sedimentnega nastanka.

— Končno naj bi dokazovala singenetski nastanek tudi raztresenost in nepovezanost rudnih pojavov v rudišču samem in v njegovi okolici.

A. Zorc je bil mišljenja, da je nastala izrazito metasomatska ruda ter ruda v prelomih in razpokah konec mezozojske ere ali v terciarni periodi pod vplivom tektonike in termalnih voda, ki so prenesle rudne snovi ter zabrisale prvotne oblike rudišča. Poleg tega so povzročile v nekaterih delih rudišča tudi globinske razlike v razvrstitvi obeh glavnih prvin, svinca in cinka. Molibden je bil po A. Zorcu prvotno razpršen v rabeljskem skrilavcu, bituminoznem rabeljskem apnencu in delno v noriškem dolomitu. Šele med oksidacijo je nato z raztopinami prihajal v rudišče.

A. Zorcu je najprej ugovarjal S. Grafenauer (1958) in odklonil njegovo razlago. Zapisal je:

— V Mežici ni rude sedimentnega porekla.

— Ruda, ki naj bi bila po A. Zorcu sedimentnega porekla, je povečini v bližini skrilavca. Glavni vzrok za zaviranje rudnih raztopin naj bi bilo »tektonsko ponašanje na meji skrilavca in apnenca«. Rudne raztopine so se širile tudi po plastovitosti, kjer so bile napetosti najmanjše.

S. Grafenauer je zagovarjal epigenetsko-hidrotermalni nastanek rude. Zanj naj bi govorile predvsem rudne koncentracije ob skoraj vertikalnih dinarskih razpokah (npr. v zahodnem delu revirja Naveršnik). Epigenetski nastanek naj bi dokazovale tudi zapolnitve in metasomatske teksture in strukture ter

prisotnost arzenopirita. Razpoke naj bi bile usmerjale rudne raztopine iz enega centra na jugu navzgor proti severu. Glede izvora rudnih raztopin je S. Grafenauer najprej zanikal zvezo s triadnim inicialnim magmatizmom, ker ni verjel, da bi ta magmatizem naenkrat dajal tako velike količine svinca in cinka pa nič bakra. Zato je po H. Schneiderhöhnu in A. Cissarzu tudi sam uvrstil Mežico med regenerirana rudišča. Pozneje je dopuščal zvezo s triadnim porfiritom in možnost regeneracije. Končno je vezal mežiško rudišče na wengenski magmatizem in kot dokaz navedel podobno geokemično paragenezo halkofilnih prvin v galenitu iz Mežice ter v wengenskih predorninah na območju Cerknega in Jelovice (S. Grafenauer, 1958, 1965, 1969).

B. Berce (1960) se tudi ni strinjal z Zorčevo razlago. Sedimentni nastanek rudnih mineralov je skušal ovreči z geokemičnimi in fizikalno-kemičnimi utemeljitvami. Po Zorčevih in lastnih raziskavah je prišel do sklepa, da ima mežiška ruda lahko samo hidrotermalni izvor v zvezi z intruzijo granitita.

A. Zorc je v svoji razpravi priložil številne preseke rudišča, skice rudnih teles in rude ter mikroskopske slike. Kritiki njegovega dela pa so zagovarjali svoja stališča brez podobnega faktografskega gradiva.

I. Štrucl (1970b) je v rudišču Graben poleg epigenetskih tekstur in struktur našel tudi značilne sedimentne teksture in strukture rude. Sklepal je, da je grabenska ruda primarno nastala singenetsko-sedimentno. Prvotno obliko je spremenilo to rudišče v fazi diageneze in po njej. Podobne sedimentne teksture je našel I. Štrucl (1971) tudi v revirjih Union in Moreing. Vzorce s sedimentnimi teksturami iz revirjev Graben in Union sem pregledal pod mikroskopom ter, podobno kot A. Zorc in I. Štrucl, ugotovil, da je težko zagovarjati hidrotermalno-metasomatski nastanek rude.

Vedno več dokazov je torej, da gre v mežiškem rudišču resnično za rudo, ki je nastala sočasno s sedimenti. In če kaže del rude v določenem rudnem telesu sedimentne teksture, potem je malo verjetno, da bi preostali del z enako paragenezo, toda z metasomatskimi teksturami, nastal pozneje z delovanjem hidrotermalnih raztopin, prispelih iz triadnega ali celo terciarnega magmatskega ognjišča. Bolj verjetno gre v teh primerih za preoblikovanje prvotnih sedimentnih tekstur pod vplivom poznodiagenetskih ali epigenetskih raztopin, ki so krožile v karbonatnih kameninah.

Sulfidi seveda niso precipitirali na morskem dnu sočasno z usedanjem karbonatnega mulja. Nastali pa so lahko v zgodnji diagenezi, če je vseboval mulj $H_2S$ in ustrezne kovinske spojine. Po I. Štruclu (1974) je nastala ladinska ruda v lagunskih alginih tratah, kjer so živele, kot kažejo raziskave apnenca, tudi številne druge rastlinske in živalske vrste. Z odmrlimi organizmi so se hranile anaerobne bakterije, ki so reducirale sulfate. Pri tem je nastajal $H_2S$.

V ladinskih skladih Mežice razlikujejo naslednje vrste rudnih teles:

— plastovna rudna telesa,
— diskordantna rudna telesa ob posttriadnih prelomih,
— nepravilna rudna telesa brez določenega reda v rudišču,
— rudna telesa v grebenih.

Posebno skupino tvorijo plastovna rudna telesa v več horizontih zgornjega dela ladinskih plasti, ki so od prvega rabeljskega skrilavca oddaljene 10 do 15, 20 do 25, 50 do 60, 90 in 130 do 150 m. Najdemo jih predvsem v revirju Naveršnik, Triurno rudišče, Staro Igerčevo, Fridrih in Peca. Zelo pogostna so rudna telesa

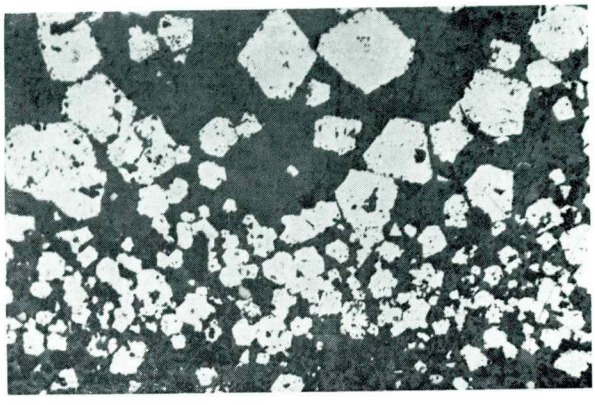
ob prelomih posttriadne starosti; značilna so za unionski prelomni sistem N—S in NNE—SSE. Diskordantna rudna telesa so tudi drugod, npr. v Mučevem, kjer imajo smer NW—SE. Rudna telesa tretje skupine so ponekod v zgornjem delu, drugod v spodnjem delu ladinskih plasti, npr. Stari Fridrih. Na grebene pa so vezana rudna telesa v Grabnu.

Mineralna sestava mežiške rude, predvsem kar zadeva prvotne komponente, je zelo enostavna. Po B. Graniggu in J. H. Koritschonerju (1914) so prvotni minerali nastali v naslednjem zaporedju: kalcit I + dolomit — kremen (?) — barit I — sfalerit + galenit + pirit + markazit — fluorit — barit II — kalcit II. Drugotni minerali so zastopani s smithsonitom, sadro, hidrocinkitom, anglezitom, cerusitom, limonitom, molibditom, wulfenitom, kalcitom, hemimorfitom, samorodnim žveplom in greenockitom. Ločila sta rumeni, rjavkasti in sivkasti sfalerit, ki je pogosto conaren, ter skorjasti sfalerit. Ugotovila sta, da je večji del tega minerala starejši od galenita, vendar je tu in tam starostno razmerje obratno. Po A. Zorcu (1955) je količinsko razmerje med sfaleritom in njegovim skorjastim različkom približno 26 : 1. Arzenopirit (H. L. Jicha, 1951), molibdenit (J. Duhovnik, 1954) in wurzit (A. Zorc, 1955) so sicer prvotni, toda redki minerali.

Wulfenit so uvrstili vsi raziskovalci Mežice med drugotne minerale, le B. Berce (1960) je menil, da gre za prvotno rudnino. Njen nastanek je razložil s pomanjkanjem žvepla v hidrotermalnih raztopinah. Toda ker se pridružuje wulfenit povsod močno oksidiranemu galenitu in sta prvotna sulfida ZnS in $FeS_2$ v bližini wulfenitnih odkopov povečini do kraja oksidirana (A. Zorc, 1955), ni verjetno, da bi bil kristaliziral ta mineral iz hidrotermalnih raztopin.

V plastovnih rudnih telesih in tudi v grebenih najdemo rudo z ohranjenimi sedimentnimi teksturami. Značilna je ritmična tekstura; v rudi se menjavajo pole drobnozrnatega in srednjezrnatega rudnega minerala ter kalcitne in dolomitne pole s polami rudnega minerala. Kolikor gre za galenitni ritmit, so njegova zrna v drobnozrnatih polah večidel ksenomorfna in merijo navadno okrog 50 mikronov, v srednjezrnatih polah pa bolj ali manj idiomorfna s premeri 150 do 400 mikronov (sl. 57). Galenitna zrna predstavljajo metakristale, ki so pri diagenetskih procesih (J. Duhovnik, 1967) zrastli v karbonatni kamenini. Metasomatsko rast dokazujejo poleg vraščanja galenita med karbonatna zrna korodirani vključki teh zrn v PbS (sl. 58). Podobno zgradbo imajo tudi sfaleritni ritmiti. J. Duhovnik (1967) je bil mnenja, da je velikost sulfidnih zrn odvisna od odstotka primesi v karbonatni kamenini. Večja zrna so v tistih delih kamenine, ki ne vsebujejo tujih primesi, manjša pa tam, kjer so tudi illit, montmorillonit in kremen. V rudnih ritmitih so pogostne diskordantne žilice. V galenitovih ritmitih gre za galenitne, galenitno-kalcitne in galenitno-dolomitne žilice, v sfaleritnih ritmitih pa za sfaleritne, sfaleritno-kalcitne in sfaleritno-dolomitne žilice. Te žilice so nastale v pozni diagenezi ali v epigenezi.

V plastovnih rudnih telesih, v rudnih telesih zelo nepravilne oblike in brez določenih zakonitosti glede položaja v rudišču ter v rudnih telesih v grebenskem apnencu prevladujejo metasomatske in zapolnitvene teksture. Oba rudna minerala sta pogosto nadomestila apnenec ali dolomit; galenit je navadno srednjezrnat in debelozrnat, sfalerit pa srednjezrnat. Tu in tam najdemo tudi skorjasti različek sfalerita (sl. 59). V njem se menjavajo svetlo rumene skorje s svetlo



Sl. 57 — Fig. 57

Mežica, Graben, 12. obzorje. Spodaj: drobnozrnata dolomitna pola z majhnimi metakristali galenita. Zgoraj: srednjezrnata dolomitna pola z večjimi, idiomorfnimi galenitovimi metakristali. Odsevna polarizirana svetloba, 37 ×.

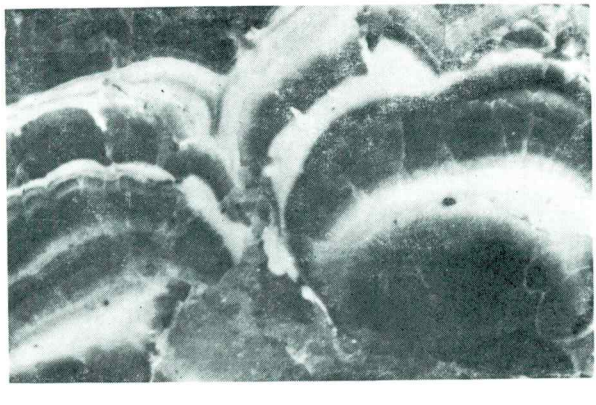
Mežica, Graben, 12th level. Small galena metacrysts in fine-grained dolomite (below). Larger euhedral galena metacrysts in medium-grained dolomite (above). Reflected polarized light, 37 ×.



Sl. 58 — Fig. 58

Mežica, Graben, 12. ozborje. Korodirani vključki dolomitnih zrn v metakristalih galenita. Odsevna polarizirana svetloba, 105 ×.

Mežica, Graben, 12th level. Corroded dolomite grains in galena metacrysts. Reflected polarized light, 105 ×.



Sl. 59 — Fig. 59

Mežica, Moreing, 8. obzorje. Skorjasti sfalerit. Odsevna polarizirana svetloba, navzkrižni nikoli, 37 ×.

Mežica, Moreing, 8th level. Botryoidal sphalerite. Reflected polarized light, crossed nicols, 37 ×.

rjavimi in temno rjavimi. Ob teh rudnih telesih najdemo tudi impregnacijsko in žilno rudo. Vse te teksture so verjetno nastale v pozni diagenezi ali v epigenezi.

Za diskordantna rudna telesa, še posebej za rudna telesa unionskega prelomnega sistema, je značilna brečasta ruda. Vezivo tvorijo rudni minerali in kalcit. Kosi pa sestoje iz apnenca, dolomita, belega kalcita in orudenih karbonatnih kamenin. V nekaterih so zrna rudnih mineralov enakomerno razvrščena, v drugih neenakomerno. Breča vsebuje tudi kose apnenca z rudnimi ritmiti. Kamenine, ki so dale material za brečo, so bile orudene pred njenim nastankom. Kose obrobljata najprej beli kalcit in sfalerit ali samo sfalerit, nato sledi galenitni rob in temu ponovno kalcit (sl. 60). Pogostna je tudi kokardna tekstura.

V rudi unionskega sistema je našel M. Berhane (1976) več generacij rudnih in jalovinskih mineralov. Kosi orudenega apnenca kažejo ritmično rudno teksturo: menjavajo se jalovi ritmi z rudnimi, ki vsebujejo zrna sfalerita, fluorita in posamezna zrna galenita (sl. 61). Ti orudeni kosi vsebujejo tudi žilice z istimi minerali, obdane z belim kalcitom z rudnimi impregnacijami; galenit tvori tudi izrazite metakristale (sl. 62). Zdrobljeno brečo veže drobnozrnati kalcit z avtigenimi zrni sfalerita, fluorita in galenita (sl. 63). Rudni ritmiti so nastali v diagenezi; zato je bolj verjetno, da so bile iste komponente večkrat mobilizirane, kakor da bi bili iz hidrotermalnih raztopin v zvezi s triadnim ali terciarnim magmatizmom kristalizirali v vezivu breče isti rudni in jalovinski minerali, kakršne vsebujejo diagenetski ritmiti.

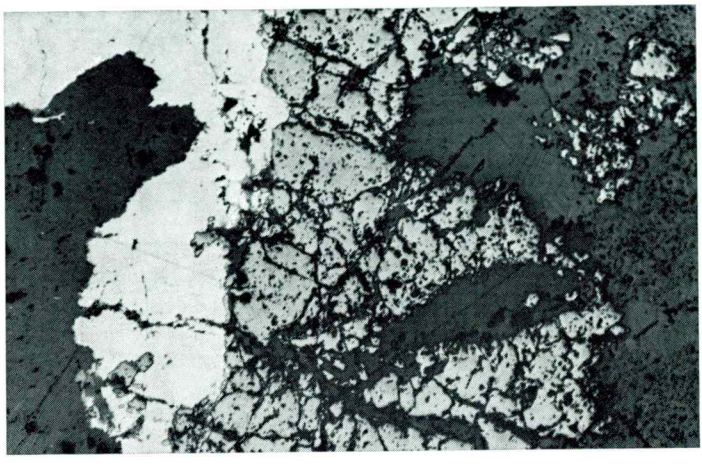
Geokemično se mežiška ruda jasno razlikuje od drugih svinčevo-cinkovih rud Slovenije. Za mineralno paragenezo so značilne predvsem tri prvine: Pb, Zn in Mo. V wettersteinskem apnencu, ki je vseboval po A. Zorcu (1955) okrog 80 % vseh rudnih zalog, je razmerje med svincem in cinkom v poprečju 2 : 1. V zgornjih obzorjih je manj cinka, v spodnjih pa ga je sorazmerno več. Po A. Zorcu je razmerje med svincem in cinkom na 6. in 7. obzorju Unionskega prelomnega sistema in v revirjih Moreing-Srednja cona približno 3 : 1, na 15. obzorju revirjev Moreing in Naveršnik pa 1,64 : 1. Ta razmerja naj bi bila delno posledica primarne razvrstitve prvin, delno pa naj bi bile povzročile diferenciacijo obeh prvin po višini terme na prehodu mezozojske ere v kenozojsko, v glavnem pa oksidacija, ki je omogočila prenašanje cinka v globlje dele rudišča.

Ves molibden je praktično v wulfenitu, ki je bil najbolj razširjen v zgornjem delu rudišča; njegova količina je z globino naglo padala. V rudi, ki so jo odkopali v letih 1878 do 1955, je bilo po A. Zorcu (1955) razmerje med molibdenom in svincem približno 1 : 420.

Spektralne analize rudnih mineralov iz Mežice kažejo, da je sfalerit siromašen s slednimi prvinami (M. Drovenik, 1972). Edina prvina, ki jo vsebujejo vsi vzorci v večji količini, je Cd. Prisoten je sicer tudi Ge, vendar v manjših količinah. Nizke so tudi vrednosti Fe in Mn. V skorjastem sfaleritu pa je sorazmerno precej As in Tl.

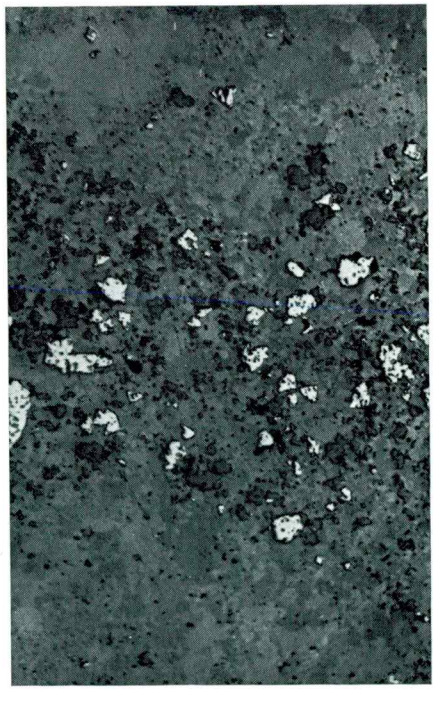
Galenit vsebuje le malo slednih prvin in še te v majhnih količinah. Izjema je As, ki ga je v nekaterih vzorcih veliko, v drugih pa tako malo, da ga s spektralno analizo ni bilo mogoče določiti. Za mežiški galenit sta značilni izredno majhna vsebina Ag in rahla obogatitev z Sb.

Oba glavna rudna minerala sta prisotna v rudnih telesih, ki so verjetno nastala pri različnih pogojih, kar bi se moralo odražati tudi v njuni sestavi.



Sl. 60. Mežica, Union, 8. obzorje. Kos apnenca (desno) obrobljen s kalcitom, sfaleritom in galenitom (sredina) ter ponovno s kalcitom (levo). Odsevna polarizirana svetloba, 45 ×.

Fig. 60. Mežica, Union, 8th level. A limestone fragment (right) enclosed by calcite, sphalerite and galena (middle part), and again by calcite (left). Reflected polarized light, 45 ×.



Sl. 61 — Fig. 61

Mežica, Igerčevo, 4. obzorje. Apnenec vsebuje rudni ritmit sfalerita, fluorita in galenita. Odsevna polarizirana svetloba, 45 ×.

Mežica, Igerčevo, 4th level. Limestone including an rhythmite of sphalerite, fluorite and galena. Reflected polarized light, 45 ×.

Raziskani vzorci galenita izvirajo iz plastovnih rudnih teles revirjev Naveršnik (tabela 16, št. 4—8), Moreing (tabela 16, št. 9) in Graben (tabela 16, št. 10), metasomatskih rudnih teles revirja Graben (tabela 16, št. 16—18) ter diskordantnih rudnih teles revirjev Union (tabela 16, št. 11—15) in Mučevo (tabela 16, št. 19—20). V sestavi galenita iz plastovnih in metasomatskih teles ni skoraj nobene razlike. Vsi vzorci vsebujejo zelo majhne, vendar še določljive vrednosti Ag in Cu. Nekoliko obogaten je galenit le z Sb. Količina te prvine znaša v vzorcih iz plastovnih teles, kjer ruda kaže sedimentne teksture, 37 do 260 ppm, v vzorcih iz metasomatskih rudnih teles pa 50 do 150 ppm. Za razliko vsebujejo vzorci galenita iz diskordantnih rudnih teles tako malo Ag, da ga z analizo ni bilo mogoče določiti, in kar je posebno zanimivo, tudi Sb je bil pod mejo občutljivosti, z izjemo enega vzorca iz Mučeva. Le Cu so vsebovali ti vzorci toliko kakor galenit iz plastovnih in metasomatskih rudnih teles.

Galenit v diskordantnih rudnih telesih vsebuje še manj slednih prvin kakor v plastovnih in metasomatskih. Zato sklepam, da diskordantne strukture verjetno niso kanali, po katerih naj bi bile v rudišče pritekale magmatogene hidrotermalne raztopine. Če bi bile namreč vzdolž zdrobljenih con, npr. unionskega prelomnega sistema, prihajale rudne raztopine, bi vseboval galenit nastalih rudnih teles verjetno več slednih prvin in tudi v večjih količinah kakor v plastovnih rudnih telesih, kamor naj bi bile prenikale hidrotermalne raztopine skozi porozno karbonatno kamenino. Pri takšnem prenikanju pride namreč do geokemične diferenciacije in galenit v plastovnih rudnih telesih bi bil siromašnejši s slednimi prvinami kakor galenit v rudnih telesih ob dovodnih kanalih. Analize pa kažejo, da je bila pot raztopin verjetno obratna: rudne komponente so bile iz plastovnih rudnih teles mobilizirane v diskordantna.

$\delta S^{34}$ se v vzorcih galenita in sfalerita iz konkordantnih in diskordantnih rudnin teles giblje od —1,70 ‰ do —20,93 ‰. Povečana vsebina $S^{32}$ in velik razpon vrednosti $\delta S^{34}$ dokazujeta biogeni izvor žvepla. Toda $\delta S^{34}$ se v sulfidih konkordantnih rudnih teles spreminja od —6,72 ‰ do —20,93 ‰, medtem ko je srednja vrednost približno —12 ‰. Sestava žvepla v sulfidih iz diskordantnih rudnih teles je bolj homogena; $\delta S^{34}$ se spreminja od —6,85 ‰ do —7,89 ‰, srednja vrednost pa je približno —7,5 ‰. (M. Drovenik in sod., 1970.) Ker vsebujejo sulfidi plastovnih rudnih teles biogeno žveplo, je zanje značilen velik razpon $\delta S^{34}$. Pri poznejšem premeščanju prvin v diskordantna rudna telesa se je žveplo homogeniziralo; zato se giblje $\delta S^{34}$ sulfidnega žvepla v ozkem obsegu. Za potrditev te razlage je treba napraviti seveda dodatne spektralne in masnospektrometrične analize sulfidov iz različnih rudnih teles. Vsekakor pa govore dosedanje geokemične analize mežiških sulfidov v prid takšne razlage nastanka diskordantnih rudnih teles, kakršno so zagovarjali A. Zorc (1955), A. Maucher (1965), I. Štrucl (1971) in M. Berhane (1976).

Še vedno pa ni rešeno vprašanje izvora kationov. A. Zorc (1955) je sklepal, da so svinec in cink prinašale v sedimentacijski bazen rudonosne terme, ki naj bi bile v zvezi s triadnim vulkanizmom. Novih detajlnih genetskih raziskav, ki bi zajele celotno mežiško rudišče, še nimamo. Toda I. Štrucl (1970 b) se je v primeru revirja Graben odločil za primarni singenetsko sedimentni nastanek, pri razlagi Tople (I. Štrucl, 1974) pa za supergeno poreklo. S tem je nakazal bistveno različen izvor svinca in cinka. Nadaljnje raziskave bodo pokazale, odkod sta prišli obe kovini v druge revirje mežiškega rudišča.

Tabela 16. Spektralne kemične analize galenitovega koncentrata in galenita iz Mežice (*V* ppm, *kolikor ni drugače označeno. - Nedoločljivo,* prazno *Ni bilo merjeno)*

Table 16. Spectrochemical analyses of the galena concentrate and galena from Mežica (*In* ppm, *unless otherwise indicated. - Undeterminable,* blank *Not measured)*

| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Ag | 1 | 1 | 10 | 2 | 2 | 2 | 2 | - | 2 | 35 |
| As | 200 | 100 | 5 | - | - | - | - | - | - | 680 |
| Bi | 5 | 1 | 5 | - | - | - | - | - | - | - |
| Cd | 200 | 10 | 1 | - | - | - | - | - | - | 2.4 |
| Co | 2 | 3 | 4 | - | - | - | - | - | - | - |
| Cu | 3 | 1 | | 12 | 6 | 5 | 13 | 1 | 6 | |
| Fe | 2 | | | - | 910 | 800 | - | | - | |
| Ga | 3 | | | - | - | - | - | | - | |
| In | | 1 | | | | | | - | | |
| Mo | 1 | 10 | 1 | - | - | - | - | 10 | - | 2.4 |
| Ni | 1 | 3 | 10 | - | - | - | - | - | - | - |
| Sb | 10 | 30 | 10 | 260 | 38 | 130 | 210 | 100 | 37 | 41 |
| Sn | 10 | 3 | | - | - | - | - | - | - | |
| Tl | | 10 | 0.2 | | | | | - | | 0.7 |
| V | 3 | | | - | - | - | - | - | - | - |
| Zn | 100 | | | 350 | 1070 | >1 % | 1150 | 300 | 700 | 1300 |

| | 11 | 12 | 13 | 14 | 15 | 16 | 17 | 18 | 19 | 20 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Ag | - | - | - | - | - | 2 | 1 | 3 | - | - |
| As | - | - | - | - | - | 10 | - | - | - | - |
| Bi | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - |
| Cd | - | - | - | - | - | - | 20 | 90 | - | - |
| Co | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - |
| Cu | 4 | 7 | 8 | 22 | 15 | 46 | 5 | 100 | - | - |
| Fe | - | - | 200 | 240 | - | 32 | | | 250 | - |
| Ga | - | - | - | - | - | - | | | - | - |
| In | | | | | | | - | - | | |
| Mo | - | - | - | - | - | - | 10 | - | - | - |
| Ni | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - |
| Sb | - | - | - | - | - | 50 | 100 | 50 | 38 | - |
| Sn | - | - | - | - | - | - | - | 3 | - | - |
| Tl | | | | | | | 10 | - | | |
| V | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - |
| Zn | 100 | 340 | 650 | 220 | 155 | 130 | 3000 | 3000 | - | 116 |

*1* Najnižja določljiva vrednost v analizah št. 4, 5, 6, 7, 9, 11, 12, 13, 14, 15, 16, 19 in 20 (analitik Z. Maksimović)
The lowest determinable value for analyses Nos. 4, 5, 6, 7, 9, 11, 12, 13, 14, 15, 16, 19 in 20 (analyst Z. Maksimović)

*2* Najnižja določljiva vrednost v analizah št. 8, 17 in 18 (analitik A. Gogala)
The lowest determinable value for analyses Nos. 8, 17 and 18 (analyst A. Gogala)

*3* Najnižja določljiva vrednost v analizi št. 10 (analitik J. Fegeš)
The lowest determinable value for analysis No. 10 (analyst J. Fegeš)

*4-9* Galenitov koncentrat
Galena concentrate

*10* Galenit
Galena

*11-20* Galenitov koncentrat
Galena concentrate

Pred leti so raziskovali tudi galenit v ladinskem dolomitu v dolini Dobrinjskega potoka na zahodnem pobočju Rudnice (M. Hamrla, 1955). Debelokristalni galenit nastopa tu »v grčah«, velikih kot pest. Verjetno sta v enakih plasteh tudi svinčevo-cinkova pojava Log pri Pilštanju in Sopota pri Podčetrtku. K. Grad (1967) pa je našel v ladinskem apnencu pri Podsredi sledove malahita.

V ladinskih karbonatnih kameninah so našli galenit na Oljševiku (vas Možjanca) severovzhodno od Kranja, galenit in cerusit v Planici pri Ratečah ter svinčevo-cinkovo rudo z baritom v Šancetovi rudi na jugozahodnem pobočju Mangarta. Oba zadnja primera bi mogla imeti zvezo s cinkovim rudiščem v Rablju.

V zahodnem delu Posavskih gub je v triadnih kameninah majhno Pb-Zn rudišče Knape v Selški dolini. Tu sta orudena temno sivi drobnozrnati dolomit in temno sivi apnenec, ki sta po M. Iskri ladinske starosti. S. Grafenauer (1965) je določil plastovito teksturo rude, nastale epigenetsko v razpokah zdrobljenih kamenin. Poleg sfalerita, galenita, pirita in halkopirita je našel še kremen, dolomit in kalcit. Ruda naj bi bila nastala v treh fazah. V vsaki fazi je kristaliziral sfalerit, pirit je nastal le v prvi, galenit in halkopirit pa v drugi fazi.

Nadrobna raziskava kosov z odvala in iz vrtine S-3 ne kaže na epigenetski nastanek rude s plastovito teksturo. Rudni minerali namreč ne zapolnjujejo diskordantnih razpok, temveč leže v kameninah vzporedno s plastovitostjo; pole z rudnimi minerali se menjavajo s polami, ki vsebujejo poleg sulfidov tudi jalovinske minerale. V nekaterih primerih sem opazil teksture, ki bi utegnile nastati pri gnetenju rude, tu in tam pa tudi impregnacijsko teksturo.

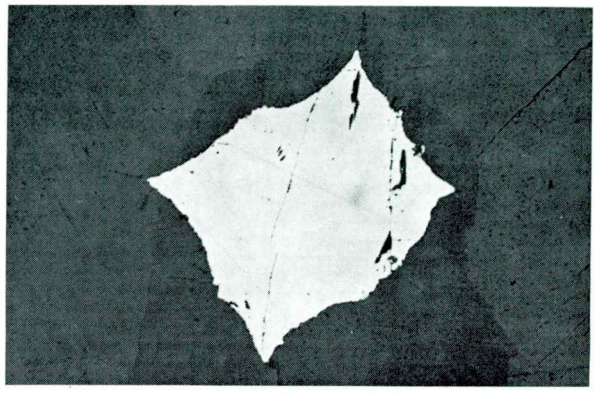
Pirit je najbolj pogosten rudni mineral. Radialno trakasta in koncentrična piritna polja vsebujejo drobne piritne »orudene bakterije«, ki so nastale verjetno v zgodnji diagenezi. Imele so vlogo klic, ob katerih se je nato usedal pirit. Mlajša generacija $FeS_2$ tvori bolj ali manj idiomorfna zrna, ki obdajajo tudi prej omenjena piritna polja.

Za knapovsko rudo je nadalje značilno, da vsebuje pirit drobne sfaleritne kroglice, velike navadno 20 do 30 mikronov (sl. 64), ki so tudi nastale v zgodnji diagenezi. Pozneje jih je obdal pirit in jih na ta način zavaroval. Tudi v galenitovih polah se najdejo zelo drobna neenakomerno razvrščena zrnca sfalerita. Njegova drobnozrnata struktura (sl. 65) je lahko nastala pri zbirni kristalizaciji PbS—ZnS gela. Sfalerit, ki ni bil ujet v piritu, in galenit sta bila pozneje pri poznodiagenetskih in epigenetskih procesih mobilizirana; oba nadomeščata piritna zrnca, vežeta kataklastična piritna polja in nadomeščata karbonatni kamenini (sl. 66). Mlajši dolomit, kalcit in kremen tvorijo metakristale in majhne nepravilne leče, predvsem pa diskordantne žilice.

Po mineralni sestavi in po plastoviti teksturi rude se Knape jasno ločijo od drugih Pb-Zn rudišč v Posavskih gubah, predvsem od žilnih rudišč v karbonsko-permskih plasteh, kot so Litija, Zavrstnik in Knapovže. Podobne pa so Topli.

Zahodno od Knap so pri Češnjicah raziskovali pirit. Železov sulfid z nekaj bakra je tvoril v ladinskem skrilavcu zrna različne gostote.

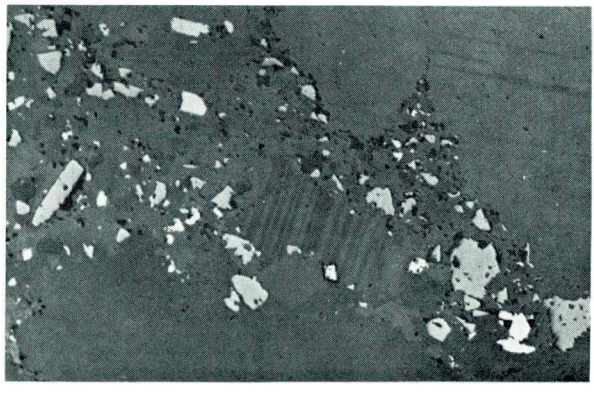
V spodnjetriadnih in srednjetriadnih plasteh je tudi glavni del živosrebrovega rudišča Idrije, ki so ga našli leta 1492. Z najmanj 144 000 tonami (I. Mlakar, 1974) pridobljenega živega srebra in zalogami, ki jih še vsebuje, spada



Sl. 62 — Fig. 62

Mežica, Union, 8. obzorje. Metakristal galenita v kalcitu. Odsevna polarizirana svetloba, 37 ×.

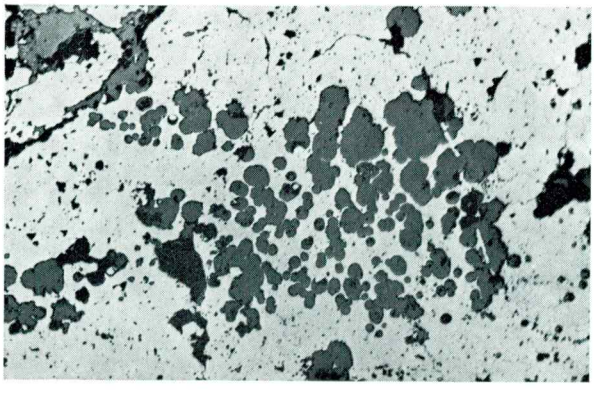
Mežica, Union, 8th level. Galena metacryst in calcite. Reflected polarized light, 37 ×.



Sl. 63 — Fig. 63

Mežica, Igerčevo, 4. obzorje. Drobnozrnati kalcit, sfalerit, galenit in fluorit v vezivu breče. Odsevna polarizirana svetloba, 105 ×.

Mežica, Igerčevo, 4th level. Fine-grained calcite, sphalerite, galena, and flourite in the matrix of breccia. Reflected polarized light, 105 ×.



Sl. 64 — Fig. 64

Knape, vrtina S-3. Drobne sfaleritne kroglice v piritu. Odsevna polarizirana svetloba, 105 ×.

Knape, borehole S-3. Tiny sphalerite globules in pyrite. Reflected polarized light, 105 ×.

Idrija med najpomembnejša rudišča živega srebra na svetu. Znana pa je Idrija po svoji posebni paragenezi, zelo čistem živem srebru in po tem, da je tektonika močno preoblikovala njeno prvotno geološko zgradbo.

Skoraj celo stoletje je prevladovalo mišljenje, da je idrijsko rudišče v celoti nastalo epigenetsko. Pri določevanju njegove starosti so se raziskovalci opirali predvsem na geološko zgradbo in na rudne teksture. A. Schrauf (1891), J. Kropač (1912), B. Berce (1958) in I. Mlakar (1967, 1969) so zagovarjali triadno starost, D. Stur (1872), F. Kossmat (1911), A. Tornquist (1930) ter D. Colbertaldo in S. Slavikova (1961) pa terciarno. B. Berce je pri utemeljevanju triadne starosti poudaril, da nastopa živosrebrova ruda v Sloveniji le v permskih in triadnih kameninah, in sicer povsod le v bližini triadnih predornin, medtem ko v okolici mlajših magmatskih kamenin ni cinabarita. I. Mlakar in M. Drovenik (1971) sta končno dokazala, da idrijsko rudišče genetsko ni enotno; poleg epigenetskih rudnih teles obstajajo tudi singenetska. Nastanek obojih sta postavila v langobardsko dobo.

Idrija leži v zahodnem delu Posavskih gub. Geologi so že kmalu spoznali, da je velik del plasti v ožji in širši okolici Idrije alohton. Pisali so o prevrnjeni gubi (J. Kropáč, 1912), in o luskanju (F. Kossmat, 1913 in B. Berce, 1958). I. Mlakar (1969) in L. Placer (1973) sta alohtono zgradbo razdelila na štiri pokrove. Rudišče leži v četrtem, žirovsko-trnovskem pokrovu. Z njim je potovalo med narivanjem od NNE proti SSW 25 do 30 km daleč. Prvotno je bilo torej nekje na širšem območju Jelovice.

Najstarejše kamenine v rudišču so karbonsko-permske. Prevladuje črni glinasti skrilavec z lečami drobnozrnatega peščenjaka in meljevca. Skrilavec vsebuje drobce antracita in marsikje tudi pirit v obliki drobnih »orudenih bakterij« ter lepo razvitih kristalčkov, gomoljev in leč. Gre za dve vrsti piritnih gomoljev in leč. V prvih je pirit nadomestil rastlinske ostanke; spremlja ga markazit. V drugih imajo piritna zrna idiomorfne in ksenomorfne preseke. Oba sulfida sta nastala med diagenezo v redukcijskem okolju.

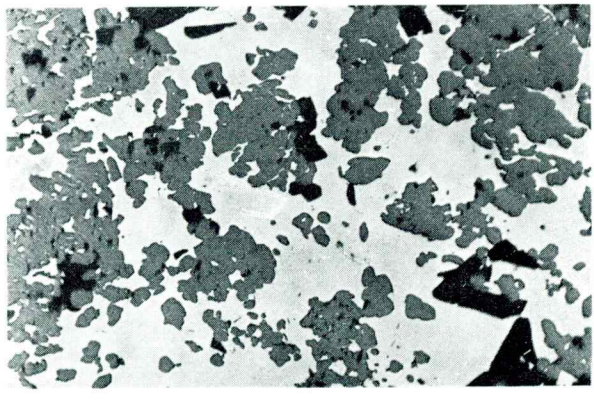
V litološkem zaporedju slede srednjepermske plasti. Neposredno na črnem glinastem skrilavcu leži sivi drobnozrnati grödenski peščenjak s tankimi polami in lečami meljevca. Plasti peščenjaka so debele komaj 30 m. Zgornjepermski dolomit kaže dva različka, ki merita skupno le okrog 60 m. Na talninski peščenjak meji sivi zelo drobnozrnati plastoviti dolomit s ksenotopično strukturo in skrilavimi vložki. Spodnji različek prehaja v črni, nekoliko bituminozni, sicer pa prav tako zelo drobnozrnati dolomit v plasteh 5 do 30 cm, ki sestoji iz subhedralnih in anhedralnih zrn ter ima zato ksenotopično in hipidiotopično strukturo. Oba dolomitna različka vsebujeta še kalcit in zrnca diagenetskega pirita. Ponekod so našli v zgornjepermskem dolomitu do en meter debele leče sadre.

Triadni skladi se začno s skitskimi usedlinami, ki so pestro razvite. To dokazuje dokaj nemirno sedimentacijo v začetku alpske orogeneze. Najstarejše plasti pripadajo sivemu drobnozrnatemu dolomitu s hipidiotopično strukturo. Pod mikroskopom so vidni v njem kalcit, zrnca detritičnega kremena in diagenetski pirit. Pogosto ga sečejo bele dolomitne žilice, ki vsebujejo tudi organsko snov. Više slede peščenosljudnate plasti, ki sestoje iz dolomita, kremena, kalcedona, turmalina, sericita in mineralov glin. Ponekod je sericita toliko, da gre že za sljudnati skrilavec. Spodnjeskitski dolomit predstavlja v idrijskem rudišču najdebelejše plasti; meri okrog 170 m. Na spremembo sedimentacijskega okolja

kaže naglo menjavanje skrilavca in meljevca, ki vsebujeta skupno najmanj šest horizontov s polami in lečami oolitnega apnenca, debelimi en meter do deset metrov in dolgimi več 10 do nekaj 100 metrov. Skupna debelina teh kamenin, ki vsebujejo ponekod leče sadre, je okrog 120 m.

Stratigrafsko zaporedje se nadaljuje s sivim ploščastim drobnozrnatim zgornjeskitskim dolomitom, ki sestoji iz euhedralnih, subhedralnih, anhedralnih zrn. V manjši meri vsebuje kamenina še kalcit, detritični kremen in diagenetski pirit. Dolomit prehaja v skrilavo laporaste plasti, v temno sivi laporasti apnenec in apnenec. V idrijskem rudišču zgornjeskitske plasti nikjer ne dosežejo debeline 100 m. Konkordantno jih prekriva anizični dolomit, debel blizu 60 m.

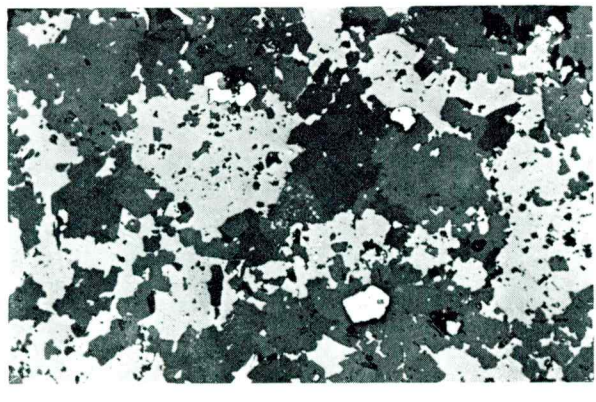
Nato je sedimentacijo prekinila srednjetriadna tektonska faza. Radialni prelomi s smerjo W—E in N—S so razkosali ozemlje rudišča na bloke (I. Mlakar, 1967). Premiki ob teh prelomih so bili subvertikalni, zato so plasti v glavnem zadržale horizontalni položaj. Srednjetriadno geološko zgradbo idrijskega rudišča sta rekonstruirala L. Placer in J. Čar (1975). Ločila sta južno in severno sedimentacijsko območje, med njima pa južni in severni prag, ki sta omejevala okrog en kilometer širok idrijski tektonski jarek (sl. 67).



Sl. 65 — Fig. 65

Knape, odval. Sfaleritna zrnca raztresena v galenitu. Odsevna polarizirana svetloba, 105 ×.

Knape, dump. Tiny sphalerite grains disseminated throughout galena. Reflected polarized light, 105 ×.



Sl. 66 — Fig. 66

Knape, odval. Sfalerit nadomešča dolomit in vsebuje korodirane karbonatne vključke. Bela zrnca pripadajo piritu. Odsevna polarizirana svetloba, 105 ×.

Knape, dump. Dolomite replaced by sphalerite showing corroded carbonate inclusions. Note white grains of pyrite. Reflected polarized light, 105 ×.

Ta jarek bi mogel biti zahodni podaljšek srednjetriadnega miogeosinklinalnega jarka, ki se je raztezal tudi vzhodno od Ljubljane.

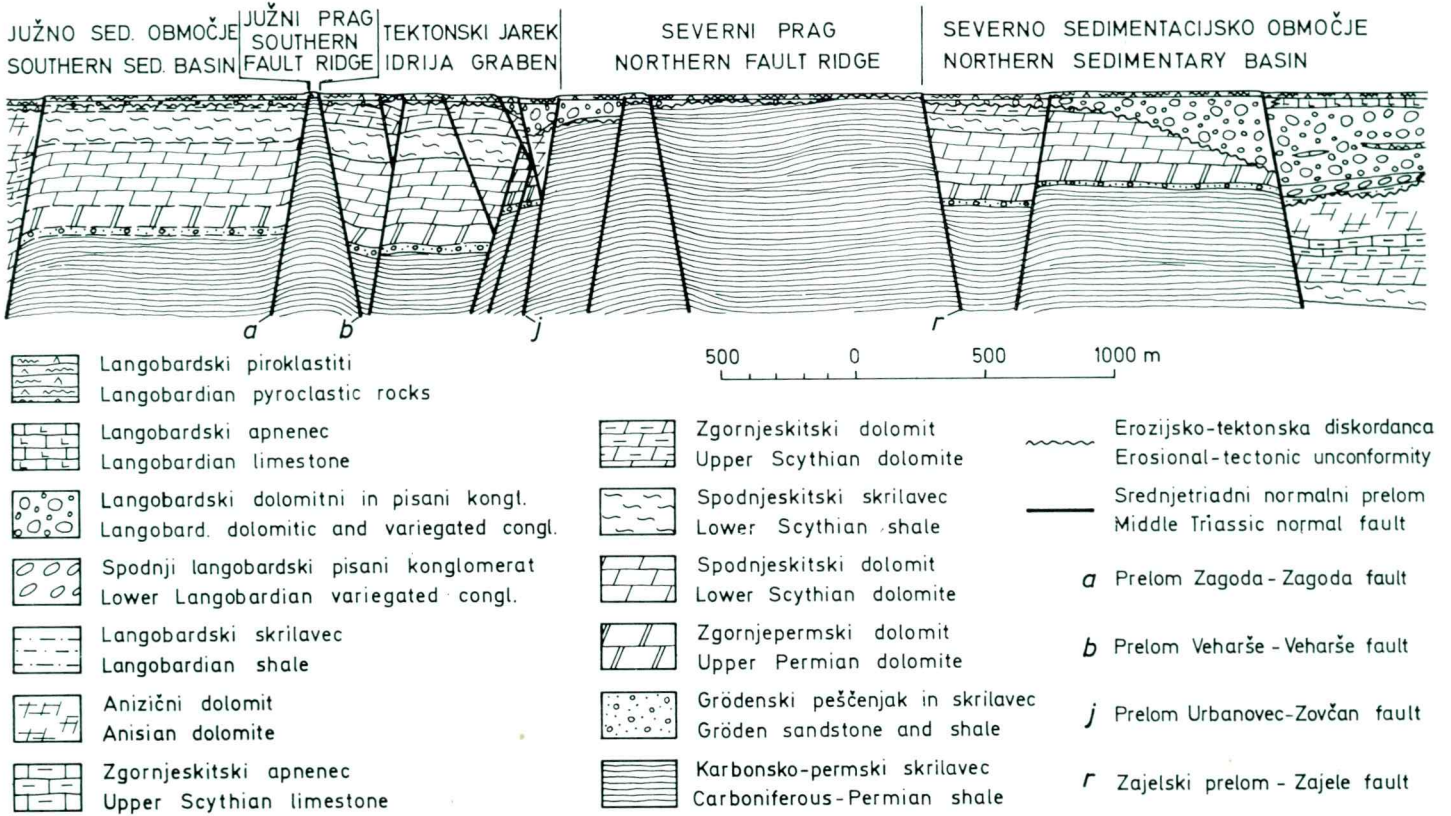
Ob subvertikalnih prelomih, ki so oblikovali idrijski tektonski jarek, so hidrotermalne raztopine prinašale prvine, iz katerih je pri epitermalnih pogojih nastala idrijska ruda. Raztopine so sledile prelomom v mlajšepaleozojskih, skitskih in anizičnih skladih, kjer je nastala različno bogata živosrebrna ruda.

Karbonsko-permske plasti so delno orudene s cinabaritnimi zrnci ali konkordantnimi in diskordantnimi žilicami v črnem glinastem skrilavcu. V vezivu drobnozrnatega peščenjaka pa cinabarit obrašča detritična kremenova zrna in tvori majhna nepravilna polja (sl. 68). Značilno je, da cinabarit nadomešča tudi pirit. Tako so nastali piritno-cinabaritni gomolji in leče, v katerih prevladuje ponekod pirit, drugod cinabarit. Sorazmerno pogostno je samorodno živo srebro. Na odkopih se njegove kapljice iskre v črnem skrilavcu, ki so ga zato rudarji imenovali srebrni skrilavec. Največ samorodnega živega srebra so našli ob piritnih lečah in gomoljih ter v razpokah. Posebnost predstavlja ruda rudnega telesa Karoli. V njej močno prevladuje pirit v obliki ledvičastih in kroglastih konkrecij, ki dosežejo velikost enega decimetra in so nastale diagenetsko. Leže v vezivu, ki vsebuje poleg mineralov jalovine tudi lepo razvite kockice diagenetskega pirita. Cinabarit tvori v tej rudi nepravilna zrnca in žilice ter nadomešča pirit.

V grödenskih plasteh so našli nekaj manjših rudnih teles s siromašno, srednje bogato in celo bogato rudo. V peščenjaku je cinabarit nadomestil minerale veziva, predvsem karbonatne, kristaliziral pa je tudi v porah. Njegova zrna so neenakomerno razvrščena, večkrat pa najeda detritična kremenova zrna (sl. 69). Cinabarit se nahaja tudi v sredini diskordantnih žilic s kremenom ob robovih. Bogata ruda vsebuje v porah in razpokah tudi kapljice samorodnega živega srebra. V lečah meljevca imajo cinabaritna zrna ponekod pravilne preseke, ki pogosto vsebujejo korodirana zrna kremena in karbonatov. V teh primerih gre za metakristale. Ker so bile nekatere plasti peščenjaka bolj bogate s karbonatnim vezivom, ali bolj porozne kot druge, leže nekatera rudna telesa konkordantno v grödenskih plasteh.

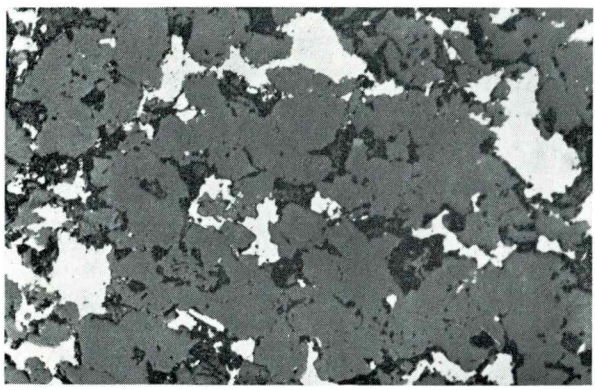
Zgornjepermski dolomit ima visok koeficient rudonosnosti. Vsebuje srednje velika in velika, v glavnem ploščata rudna telesa s siromašno rudo v treh horizontih. Prvi je v bližini talninskih grödenskih plasti, v drugem se menjavata sivi in črni dolomit, tretji pa se stika s krovninskim spodnjeskitskim dolomitom. Največ cinabarita je v vezivu zdrobljenega dolomita (sl. 70); zato ima ruda brečasto teksturo. Metasomatski procesi so bili močnejši tam, kjer je vseboval dolomit več kalcita. Cinabarit je nadomestil predvsem kalcit ter obdal nekoliko korodirana, vendar v glavnem še vedno idiomorfna zrna dolomita (sl. 71). Poleg tega vsebuje ruda tudi cinabaritne in cinabaritno-dolomitne žilice. Redko vsebujejo zgornjepermske plasti tudi žile in leče jeklenke, ki sestoji iz enako velikih idiomorfnih cinabaritnih zrn in kremena. Orudena karbonatna kamenina je ponekod tudi malo okremenela; majhna, toda bolj ali manj pravilna kremenova zrnca pogosto vsebujejo dolomitne vključke.

Hidrotermalne raztopine so mineralizirale tudi skitske in anizične sklade. Koeficient rudonosnosti teh skladov je različen, v glavnem nizek ali zelo nizek, le v zgornjeskitskem in anizičnem dolomitu je visok. Stopnja orudenja je odvisna od litološke sestave in strukture (I. Mlakar in M. Drovenik, 1971;




Sl. 67. Shematični prečni profil srednjetriadne geološke zgradbe idrijskega območja konec langobardske podstopnje.

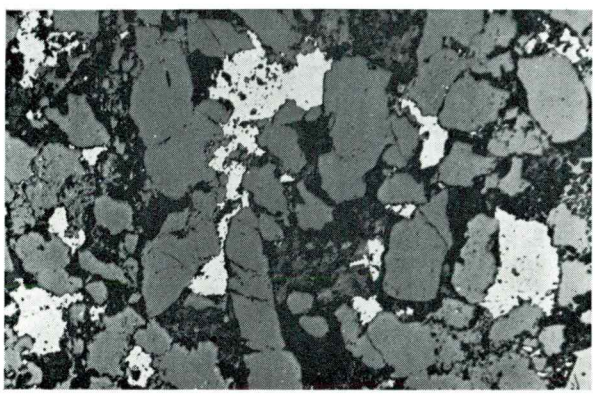
Fig. 67. General transverse section through the Middle Triassic structure of the Idrija region at the end of Langobardian substage.



Sl. 68 — Fig. 68

Idrija, Ziljska, 1. obzorje. Nepravilna cinabaritna polja v vezivu karbonsko-permskega peščenjaka. Odsevna polarizirana svetloba, 105 ×.

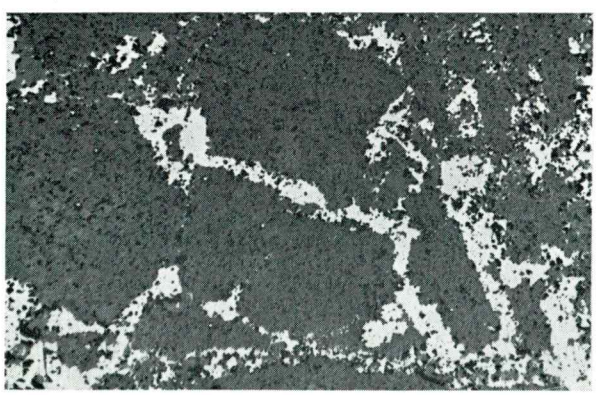
Idrija, Ziljska, 1st level. Irregular cinnabar patches in the matrix of Carboniferous-Permiam sandstone. Reflected polarized light, 105 ×.



Sl. 69 — Fig. 69

Idrija, Logar, 4. obzorje. Cinabarit tvori nepravilna polja in najeda kremenova zrna v grödenskem peščenjaku. Odsevna polarizirana svetloba, 37 ×.

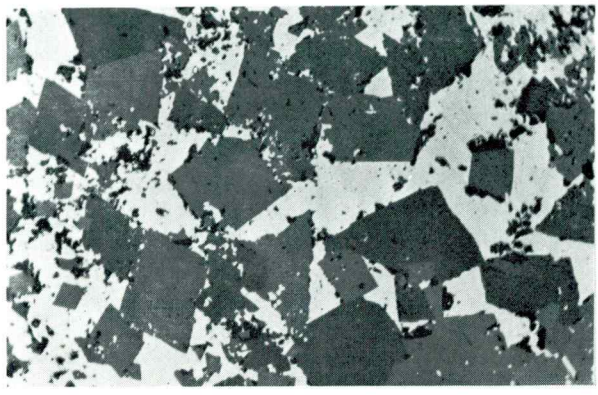
Idrija, Logar, 4th level. Irregular patches of cinnabar replacing quartz grains of Val Gardena sandstone. Reflected polarized light, 37 ×.



Sl. 70 — Fig. 70

Idrija, Kiessel, 10. obzorje. Cinabarit veže drobce zgornjepermskega dolomita. Odsevna polarizirana svetloba, 37 ×.

Idrija, Kiessel, 10th level. Fragments of Upper Permian dolomite cemented by cinnabar. Reflected polarized light, 37 ×.



Sl. 71 — Fig. 71

Idrija-Ljubevč. Malo korodirana dolomitna zrna v cinabaritu. Odsevna polarizirana svetloba, 105 ×.

Idrija-Ljubevč. Slightly corroded dolomite grains embedded in cinnabar. Reflected polarized light, 105 ×.



Sl. 72 — Fig. 72

Idrija, Kreda, 7. obzorje. Cinabarit med zrni zgornjeskitskega dolomita. Odsevna polarizirana svetloba, 105 ×.

Idrija, Kreda, 7th level. Cinnabar follows the grain boundaries of Upper Scythian dolomite. Reflected polarized light, 105 ×.



Sl. 73 — Fig. 73

Idrija, Zorc, 9. obzorje. Metakristali cinabarita z vključki dolomita v spodnjeskitskem oolitskem apnencu. Odsevna polarizirana svetloba, 105 ×.

Idrija, Zorc, 9th level. Cinnabar metacrysts with dolomite inclusions in Lower Scythian oölitic limestone. Reflected polarized light, 105 ×.

L. Placer, 1976). Karbonatne plasti so namreč bolj orudene kakor laporaste in peščene. Ploščata rudna telesa leže ob stiku prepustne in neprepustne ali slabo prepustne kamenine, posebno tam, kjer so stik presekali triadni prelomi. Takšni primeri so npr. ob kontaktu spodnjeskitskega dolomita z njegovim peščenim različkom in s sljudnatim skrilavcem ter ob stiku zgornjeskitskega dolomita s krovninskim laporastim apnencem. Neposredno ob stiku je ruda najbogatejša. Cinabarit tvori navadno nepravilen splet žilic in nadomešča karbonatno kamenino, npr. dolomit ob mejah med posameznimi zrni (sl. 72), pogostna pa so tudi nepravilna cinabaritna zrnca. Z oddaljevanjem od stika se najprej zmanjša število žilic, nato pa tudi zrnc; na ta način ruda postopno prehaja v okremenelo prikamenino. Najbogatejšo živosrebrovo rudo so našli v lečah nekoliko dolomitiziranega oolitnega apnenca. Tu je nastal večji del cinabarita pri metasomatskih procesih. Pogosto tvori metakristale, ki vsebujejo zrnca jalovinskih mineralov, predvsem dolomita (sl. 73). Ponekod vsebujejo te plasti tudi jeklenko, ki sestoji iz cinabaritnih zrn ksenomorfnih in idiomorfnih presekov, nastalih v lečah oolitnega apnenca zaradi izredno močnih metasomatskih procesov. Jeklenka v žilah pa sestoji iz cinabaritnih polj z okroglimi in eliptičnimi preseki ter skorjasto zgradbo (sl. 74); zrnca so tu radialno-trakasto ali pahljačasto razvrščena. Oblika polj in njihova struktura dokazujeta, da je precipitiral cinabarit iz koloidnih raztopin in je kristaliziral pozneje. Razpoke in lasnice v bogati rudi vsebujejo ponekod kapljice samorodnega živega srebra. Na stenah razpok orudenega oolitnega apnenca in zgornjeskitskega dolomita se najdejo ponekod polkroglasti in ledvičasti skupki metacinabarita. Jamske raziskave so pokazale, da je spodnjeskitski dolomit oruden tudi v Ljubevču.

Nadrobna strukturna in sedimentološka preučevanja kažejo, da je bilo ozemlje rudišča v začetku langobardske dobe grudasto razkosano. Posamezne grude so se dvignile in prešle v območje erozije, ki je zajela anizične, skitske in karbonsko-permske plasti. Druge grude so se ugrezale in nastali so plitki sedimentacijski prostori, kjer se je akumuliral denudirani material z dvignjenih grud. V tem času se je ugrezal tudi idrijski tektonski jarek.

V zvezi s to srednjetriadno tektoniko se je pojavila tudi magmatska aktivnost. Iz tega časa izvirajo felzitni porfir, porfir, kremenov keratofir in diabaz na Cerkljanskem. Izvržen je bil tudi piroklastični material; v rudišču je prav tuf v krovnini anizičnih in skitskih plasti prvi dokaz za srednjetriadni vulkanizem. Zaradi močvirnega okolja je piroklastični material v sedimentacijskih bazenih skoraj povsem razpadel. Nastale so kaolinitne usedline, za katere je značilna pšenasta struktura (M. Drovenik in sod., 1975). Drugod, kjer ni bilo v bazenih dovolj huminskih kislin, so se plagioklazi ohranili in prav v teh plasteh so rudna telesa bolj ali manj konkordantna. Plagioklazi so bili orudeni, še preden so bili preneseni. To pa pomeni, da je bil tuf oruden na prvotnem kraju. Pozneje je razpadel in rudna zrnca so bila prenesena v sedimentacijski prostor, kjer so nastala singenetska rudna telesa. Epigenetska ruda v karbonsko-permskih, skitskih in anizičnih plasteh ter singenetska ruda v bazalnih langobardskih kameninah sta nastali v prvi fazi orudenja.

Močna erozija je prinašala s severnega praga v idrijski tektonski jarek prodnike in bloke anizičnega in zgornjeskitskega dolomita, zgornjeskitskega apnenca ter piroklastični material, ki se je *in situ* spremenil v kaolinit in kremen. Iz denudiranega materiala je nastal langobardski konglomerat, ki doseže debelino

70 m; njegovo vezivo sta pogosto kaolinit in kremen. Pomembno je, da vsebuje konglomerat tudi orudene prodnike zgornjeskitskega dolomita. Ta karbonatna kamenina je bila orudena, še preden jo je zajela srednjetriadna erozija. To pa je še en dokaz za prvo fazo orudenja.

Sedimentacija v tektonskem jarku se je nadaljevala s pestrim litološkim zaporedjem v langobardski podstopnji. Menjavajo se črni bituminozni glinasti skrilavec, črni bituminozni peščenjak, bituminozni radiolarit, tufski vložki, leče in pole antracita in sapropelita ter tanke pole pirita. Iz teh usedlin sestoji horizont skonca, debel 45 m. Številni znaki kažejo, da so pritekale v rudišče prav v času nastajanja teh usedlin ponovno rudonosne hidrotermalne raztopine. Začela se je druga faza orudenja. V karbonsko-permskih, skitskih in aniziČnih plasteh je ponovno kristaliziral cinabarit, vendar se ta, mlajša generacija ne loči od starejše. Številne žilice in zrnca cinabarita so nastala tudi v langobardskem konglomeratu, ki spada med najbolj enakomerno orudene litološke člene idrijskega rudišča z visokim koeficientom rudonosnosti.

Rudonosne raztopine so se nato občasno izlivale na dno sedimentacijskega bazena. Nastala so singenetska rudna telesa, ki so tako na gosto razvrščena, da imajo plasti skonca izmed vseh skladov idrijskega rudišča najvišji koeficient rudonosnosti. Zaradi različne sestave prihajajočih raztopin in spremenljivega okolja v sedimentacijskem bazenu je nastala ruda različne vrste. Najbogatejša je jeklenka v zelo drobnozrnatih rudnih plasteh in lečah. Nastala je tako, da se je iz koloidnih raztopin izločal cinabarit in se usedal v sapropelski mulj (sl. 75). Njegova zrnca so enakomerno razvrščena v organski snovi, ali v tankih polah, ki so zaradi poznejših premikov deformirane in raztrgane. Poleg tega pripadajo cinabaritu okrogla, eliptična in nepravilna polja s koncentrično zgradbo zrn (sl, 76). V jeklenki so pogostne piritne »orudene bakterije«, ponekod obrobljene z mlajšim piritom, ki ima nekoliko manjšo odsevno sposobnost in je tudi mehkejši (sl. 77). Bolj redka so cinabaritna zrna z okroglimi preseki, nastala verjetno med diagenezo (sl. 77).

Opekovka je nastala pri dezintegraciji opalno-cinabaritnega sedimenta. Opal je bil pozneje spremenjen v kalcedon. V opekasto rdeči rudi so pod mikroskopom vidna številna kalcedonova zrna z drobnimi nepravilnimi cinabaritnimi zrni (sl. 78). Za koralno rudo so značilne lupine brahiopoda *Discina,* ki sestoje iz kolofana. Najbolj pogostna bogata ruda je jetrenka; nastala je tako, da so bila opalno-cinabaritna zrna prinesena v bituminozno glinasto usedlino. Pri epigenetskih procesih se je ruda drobila in luščila, posamezni kosi in koščki pa so drseli drug ob drugem. Drsne ploskve so prekrile nato opne organske snovi in cinabarita, ki dajejo tej vrsti rude značilno jetrno barvo.

Bituminozne plasti skonca so zanimive tudi po svoji radioaktivnosti, ki znaša 50 do 320 $\mu$R/h; tj. pet do desetkrat več kot druge idrijske plasti; na 10. obzorju so našli v plasteh skonca celo uranovo smolo ter izmerili 10.000 $\mu$R/h. Kemične analize posameznih vzorcev so pokazale do 0,2 % urana. V letih 1953 do 1957 so bituminozni skrilavec z aktivnostjo nad 100 $\mu$R/h poskusno odkopavali kot uranovo rudo (V. O m a l j e v , 1971).

Singenetska konkordantna cinabaritna rudna telesa so odkopavali tudi v spodnjih delih dokaj heterogenega zaporedja tufa, tufita in radiolarita. Posamezne rudne pole in plasti se razlikujejo po odtenku rdeče barve. Barva rude je od-

visna od različne koncentracije kalcedonovo-cinabaritnih zrn, razvrščenih tako, da kaže ruda plastovitost s postopno zrnavostjo.

Pri epigenetskih procesih so nastale v singenetskih rudnih telesih razpoke, v katere je bil mobiliziran cinabarit. Ponekod ga spremlja kremen ali organska snov, izjemno tudi karbonati. Zelo verjetno je prišel pri teh procesih cinabarit tudi v cordevolske plasti, kjer prvotno ni bilo živosrebrove rude.

Idrijsko rudišče je nastalo torej v dveh fazah. Prva je neposredno sledila nastanku subvertikalnih prelomov, ki so oblikovali srednjetriadno geološko zgradbo idrijskega območja, druga pa je le malo mlajša. Obe fazi sta v zvezi z začetkom srednjetriadne tektonske aktivnosti. Tako oblikovano rudišče so prekrile cordevolske, karnijske, noriške, retske, jurske, kredne in terciarne plasti v skupni debelini okrog 4700 m.

Idrijska ruda sestoji praktično le iz enega samega rudnega minerala — cinabarita, ki ga tu in tam spremlja samorodno živo srebro. Mineraloško redkost predstavljajo metacinabarit, sfalerit, avripigment, barit in fluorit. Pirit je sicer v rudi pogosto prisoten, ponekod, npr. v rudnem telesu Karoli, celo v veliki količini, toda v glavnem je nastal med diagenezo sedimentov. Enak izvor ima tudi markazit, ki ga je v rudi manj. V žilicah spremljajo cinabarit pogosto dolomit, kremen in kalcit. Te minerale so najbrž hidrotermalne raztopine topile v apnencih, dolomitih in peščenjakih, nato pa so skupaj s cinabaritom kristalizirali v razpokah. Po mineralni paragenezi se torej loči Idrija od drugih živosrebrovih rudišč, kjer se pridružujejo cinabaritu antimonovi in arzenovi minerali. Sekundarni minerali so epsomit, melanterit, železovi oksidi in sadra. Morda je nastal pri oksidaciji cinabarita tudi del samorodnega živega srebra.

Geokemično je Idrija monometalno rudišče. B. Berce (1958) je podal spektralne analize štirih vzorcev rude in dveh vzorcev cinabarita. Zanimivo je, da je bil v teh analizah od slednih prvin določen samo baker. Tudi poznejše analize (tabela 11) so pokazale baker v vseh vzorcih. Poleg bakra so vsebovali štirje vzorci cinabarita še svinec, eden pa tudi cink. Vredno je poudariti, da sta bili vrednosti arzena in antimona pod mejo občutljivosti. Dva vzorca cinabarita iz jeklenke v plasteh skonca sta vsebovala organsko primes in sta bila posebno bogata s svincem. Umestno je vprašanje, ali ni morda svinec drugačnega izvora kot živo srebro? V. Omaljev (1971) je menil, da je prišel uran v skrilavec skonca singenetsko, torej so ga prinesle površinske vode. V redukcijskem okolju je nastala nato uranova smola. Po isti poti bi bil mogel priti tudi svinec.

Tudi kristalčki metacinabarita so zelo siromašni s slednimi prvinami, vsebujejo pa nad 1000 ppm Zn. To je povsem razumljivo, ker je del Hg v metacinabaritu pogosto nadomeščen s cinkom.

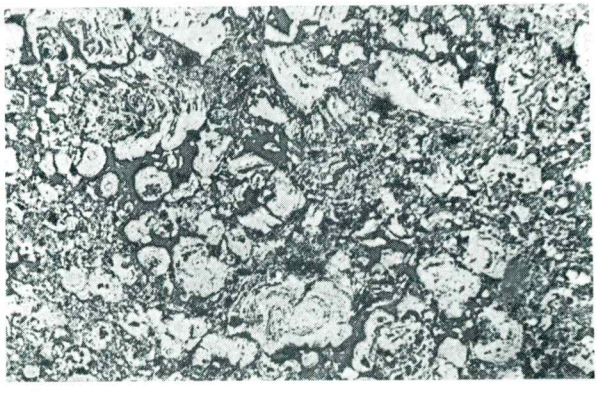
Masnospektrometrična raziskava izotopske sestave žvepla je prinesla precejšnje presenečenje. Ker gre za hidrotermalno rudišče, bi pričakovali sorazmerno ozek razpon vrednosti $\delta S^{34}$ okrog 0,0 ‰. Meritve pa so pokazale nasprotno (N. A. Ozerova in sod., 1973; M. Drovenik in sod., 1976). Vrednosti $\delta S^{34}$ se gibljejo v zelo širokem obsegu, in sicer od + 8,6 ‰ do — 21,3 ‰. Sulfidno žveplo ima torej zelo heterogeno sestavo. N. A. Ozerova in njeni sodelavci (1973) so menili, da izvira žveplo iz sulfatnih leč v zgornjepermskih in skitskih plasteh. Toda edini sulfat — sadra — je povečini močno obogaten s težkim izotopom. Po razlagi Ozerove bi moralo biti sulfidno žveplo verjetno tudi obogateno z $S^{34}$. V resnici pa vsebuje nekoliko več $S^{32}$; srednja vrednost $\delta S^{34}$ za



Sl. 74 — Fig. 74

Idrija, Šmit, 2. obzorje. Žilica jeklenke v anizičnem dolomitu sestoji iz skorjastega cinabarita. Odsevna polarizirana svetloba, 37 ×.

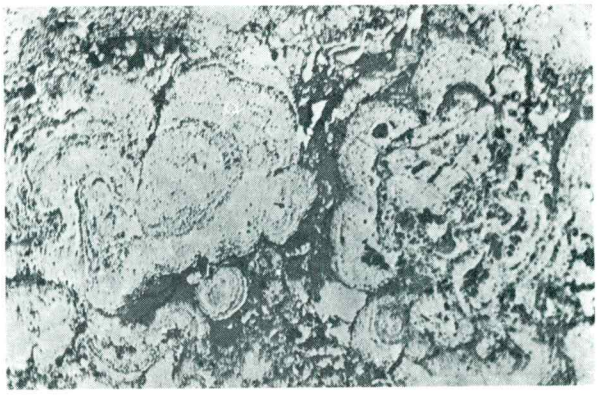
Idrija, Šmit, 2nd level. Anisian dolomite cut by the "steel" ore veinlet consisting of botryoidal cinnabar. Reflected polarized light, 37 ×.



Sl. 75 — Fig. 75

Idrija, Inzaghi, 9. obzorje. Zrna cinabarita z okroglimi in nepravilnimi preseki v sapropelitu. Odsevna polarizirana svetloba, 37 ×.

Idrija, Inzaghi, 9th level. Rounded and irregular cinnabar grains in sapropelite. Reflected polarized light, 37 ×.



Sl. 76 — Fig. 76

Idrija, Inzaghi, 9. obzorje. Detajl slike 75. Posamezna cinabaritna zrna kažejo koncentrično zgradbo. Odsevna polarizirana svetloba, 105 ×.

Idrija, Inzaghi, 9th level. Detail from the fig. 75. Some cinnabar grains show concentric texture. Reflected polarized light, 105 ×.

24 vzorcev je — 3,75 ‰. Zanimivo je, da leži ta vrednost prav v območju, značilnem za juvenilno žveplo. Zato je možno, da je tudi ta prvina magmatskega izvora. Njegova sestava se je utegnila spreminjati zaradi spreminjajočih se fizikalno-kemičnih pogojev pri nastanku rude. Vsekakor so možne tudi drugačne razlage (M. Drovenik in sod., 1976); vprašanje izvora žvepla v Idriji torej še ni rešeno.

Seveda se moramo vprašati, odkod so izvirale rudonosne raztopine, oziroma, odkod je prišlo živo srebro. Preden odgovorimo na to vprašanje, se spomnimo, da je prva faza živosrebrovega orudenja v Idriji sočasna z začetkom srednjetriadne tektonsko-magmatske aktivnosti. V tem času so torej nastali prelomi, ob katerih se je dvigala magma proti površju. Srednjetriadne predornine so razširjene od severozahodne Slovenije do jugovzhodne Črne gore in še dalje v Albanijo, torej na dolžini skoraj 600 km. Prevladujejo sicer kisle kamenine, toda prisotni so tudi mafični različki, ki dokazujejo, da so presekali prelomi litosfero. Zato je možno, da izvira živo srebro v Idriji in tudi v Podljubelju iz zgornjega plašča.

Po A. A. Saukovu, N. H. Ajdin'janu in N. A. Ozerovi (1972) vsebujejo kameninski meteoriti, ki odražajo sestavo globljih delov našega planeta, poprečno $6{,}6 \cdot 10^{-4}$ % Hg. To je stokrat toliko kot znaša poprečna vrednost živega srebra v zemeljski skorji. Živo srebro bi se bilo moglo sprostiti pri degazaciji zgornjega plašča. Manj verjetno je, da bi izviralo iz magmatskega ognjišča. Živega srebra je v kislih magmatskih kameninah malo, njegova koncentracija v Idriji pa je bila velika. Zato tudi ni verjetno, da bi moglo priti iz starejših rudišč. Pri degazaciji zgornjega plašča in nato še pri prehodu skozi zemeljsko skorjo je tudi laže prišlo do diferenciacije in nastanka monometalnih raztopin kakor v primeru magmatskega ognjišča, oziroma pri mobilizaciji starejših Hg-rud.

V srednjetriadnem tektonskem jarku je nastajal cinabarit tudi vzhodno in zahodno od idrijskega rudišča. Na površju so ga našli v izpirkih v okolici Kurje vasi pri Rovtah, 10 km vzhodno od Idrije. Nanj je zadela tudi vrtina R-6/1963, ko je v globini 90 do 96 m prečkala ob večjem prelomu blok langobardskega dolomitnega konglomerata. Geokemična anomalija na Vojskarski planoti dokazuje, da triadni skladi vsebujejo cinabarit tudi zahodno od Idrije (L. Placer in J. Čar, 1975).

K. Hinterlechner (1918) je omenil pojav živega srebra v bližini vasice Gozd pri Kamniku. Oruden naj bi bil skrilavec, iz katerega sestoji hribovje med dolino Črne in Tuhinjsko dolino. U. Premru šteje ta skrilavec k psevdoziljskim plastem.

Na metalogenetski karti Slovenije so označene sorazmerno velike površine srednjetriadnih predornin in njihovih tufov. Po razlagi, da so s to magmatsko aktivnostjo v genetski zvezi malone vsa naša rudišča barvnih kovin v karbonsko-permskih in triadnih plasteh (S. Grafenauer, 1969), bi morale biti predornine močno hidrotermalno spremenjene in tudi orudene. Prelomi, ob katerih se je prebijala magma, bi utegnili odpreti pot tudi rudonosnim hidrotermalnim raztopinam. Pomembna rudišča bi bila torej predvsem v predorninah in njihovih tufih, kot na primer v timoških, zletovskih in leških eruptivih, ali pa v obdajajočih starejših karbonatnih kameninah. Toda dejstva govore drugače.

M. Munda (1953) je opozoril, da med Hrastnikom in Laškim srednjetriadni vulkanizem ni povzročil metamorfoze okolišnih kamenin. Le tu in tam je našel v neposredni bližini predornin močno okremeneli črni ploščasti apnenec. Okremenenje je označil kot postvulkanski hidrotermalni proces. Tudi M. Hamrla (1954) pri raziskavah severnega roba laške sinklinale ni našel pomembnejših pojavov kontaktne metamorfoze niti večjih površin hidrotermalno spremenjenih kamenin. Opazil je le, da so manjši bloki karbonatnih kamenin nekoliko okremeneli in piritizirani. To naj bi bila posledica postvulkanskega hidrotermalnega delovanja. Pri preučevanju triadnih predornin v severovzhodni Sloveniji je C. Germovšek (1959) sicer našel tu in tam hidrotermalno spremenjene magmatske kamenine in tufe, vendar so bile te spremembe povečini slabo izražene. Glinenci so bili nekoliko kalcitizirani, kloritizirani in okremeneli, redko tudi epidotizirani, medtem ko so bile femične komponente tu in tam kloritizirane. Toda osnova je ostala v glavnem sveža. Po podatkih A. Hinterlechnerjeve (1959) so bili srednjetriadni keratofir, kremenov porfirit, porfirit in njihovi tufi v Črni pri Kamniku močno sericitizirani, kloritizirani, nekateri vzorci pa vsebujejo tudi pirit. Hidrotermalne raztopine so spremenile prav tako psevdoziljski peščenjak in skrilavec. Iz hidrotermalno najbolj spremenjenega skrilavca je nastal illit, ki ga komercialno imenujemo kaolinit. E. Faninger (1961 a) je našel v Kamniških Alpah in pri Laškem delno spremenjeni kremenov keratofir. Spremembe obsegajo albitizacijo, kloritizacijo in okremenenje; nastale so v postvulkanski fazi ali morda že med samimi vulkanskimi procesi. Kremenov porfirit na istem območju je predvsem kalcitiziran, kremenov porfirit v kokrškem kamnolomu pa albitiziran in kalcitiziran (E. Faninger, 1961 b). Toda albit in kalcit sta nastala pri spilitni reakciji iz bolj bazičnih plagioklazov. J. Duhovnik je preučeval triadne sericitizirane in paragonitizirane tufe na območju Besniškega gozda ter zahodno od Brezovice, medtem ko je našel na južni strani Besniškega gozda in na Tolstem vrhu biotitizirane kamenine. V spremenjenih kameninah je zasledil ponekod tudi malo pirita.

Z izjemo Črne niso v triadnih predorninah in piroklastičnih kameninah našli večjih površin hidrotermalno močneje spremenjenih kamenin. Nikjer pa ni v njih omembe vrednih koncentracij rudnih mineralov. Močneje spremenjene kamenine pa je določil C. Germovšek (1953) v pirešičkem keratofirskem masivu. Prav tu so v naših triadnih magmatskih in piroklastičnih kameninah tudi edina, čeprav ekonomsko le malo pomembna rudišča. Že pred več kot sto leti so odkopavali pirit in limonit v Studencih na zahodnem pobočju doline Pirešnice, v Železnem in Akli ter v Galiciji. Pirit in limonit je preučeval že E. Riedl (1877). V tistem času so odkopavali 16 manjših rudnih teles, ki so imela obliko kompaktnih čokov. Ležala so v predorninah ali ob njihovem stiku s triadnimi karbonatnimi kameninami; pirit se je vraščal tudi v apnenec in dolomit. Ruda je vsebovala 48 % do 52 % žvepla in je bila ponekod zelo kompaktna, drugod pa je vsebovala geode piritnih in markazitnih kristalov. V njej so našli tudi vključke dolomita in gline. Zaradi oksidacije je bil pirit v zgornjih in srednjih delih rudnih teles spremenjen v limonit. Sekundarne raztopine, bogate z $H_2SO_4$, so prihajale v prikamenino in jo delno spremenile. Rudarska dejavnost je zamrla na tem območju v začetku tega stoletja. Sedaj le občasno odkopavajo majhne količine limonita, ki ga uporabljajo za izdelavo barve.

Geološki zavod Ljubljana je območje Železnega občasno raziskoval v letih 1960 do 1966. Po podatkih K. Ciglarja (neobjavljeno poročilo) so našli šest manjših limonitnih teles, ki so jih raziskovali tudi z rovi. Ležala so v spremenjenem keratofirskem tufu, le eno je mejilo tudi na triadni apnenec. Z vrtinami so našli v Akli tri žile debelozrnatega pirita, debele do 0,3 m, ki so sekale kaolinizirani, sericitizirani, kloritizirani, kalcificirani in piritizirani keratofirski tuf. Kamenina je bila ponekod tako močno hidrotermalno spremenjena, da so jo le stežka določili.

Mikroskopska raziskava kosov rude z odvalov v Akli, Železnem in v Galiciji (pri Šklambovi hiši) je pokazala več generacij pirita. Drobnozrnati, srednjezrnati in debelozrnati različek ima pogosto izrazito conarno zgradbo in je ponekod obdan s piritom druge generacije s kolomorfno teksturo ter s skorjasto in z radialno trakasto strukturo na presekih. Sledi različno zrnati pirit tretje generacije z bolj ali manj izometričnimi zrni. Ruda je navadno zelo porozna, ob porah pa kaže pirit lepo razvite kristalne ploskve. V nekaterih vzorcih se vrašča pirit v dolomit in veže njegove drobce (sl. 79). V drugih kosih močno prevladuje markazit. Zanj je značilno, da tvori pahljačasta polja (sl. 80), ki sestoje iz zelo drobnih zrnc. Posamezni deli teh polj imajo pri navzkrižnih nikolih značilno peresasto strukturo (sl. 81). V teh primerih gre za rekristalizirani markazitni gel. Pahljačasta polja obdajajo nekoliko večja zrnca markazita in pirita. J. Duhovnik je našel v piritni rudi še manjše količine arzenopirita ter v sledovih bravoit in celo halkopirit.

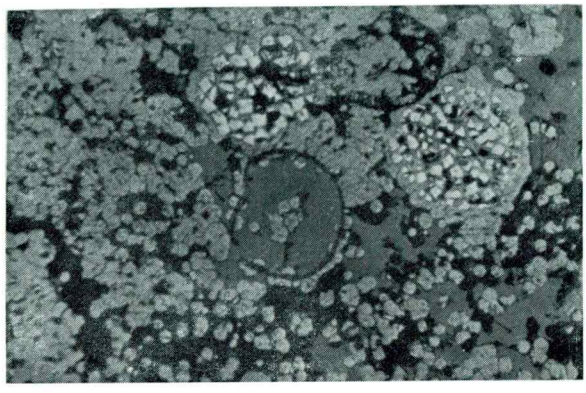
Pri oksidaciji sta bila pirit in markazit večidel spremenjena v zelo drobnozrnati goethit in lepidokrokit. Železova hidroksida sledita mejam piritovih zrn ter odkrivata njihovo strukturo. Navadno vsebujeta majhne korodirane piritove vključke. Pogostne so tudi lepe psevdomorfoze železovih hidroksidov po piritu in markazitu.

Čisti pirit iz masivnih rudnih teles vsebuje več slednih prvin (tabela 2). Obogaten je z arzenom, vsebuje še Mo, Sb in Zn ter v majhnih količinah Cu in Pb. Vzorci rovnega limonita, ki je verjetno vseboval tudi arzenove okside, so dali 14 % do 58 % Fe in 0,09 % do 1,29 % As.

Drugačna je spektralna slika piritovih vzorcev iz žil v Akli, ki so vsebovali 17,5 do 22 ppm Cu, nad 1000 ppm Pb, 520 do 560 ppm Zn ter nekaj ppm Ag, Mo in Ni. Količine As, Cd, Co, Ge in Sb pa so bile pod mejo občutljivosti. Piritne žile imajo torej drugačno geokemično paragenezo kakor masivna piritna telesa.

Postavlja se vprašanje, kdaj so piritna telesa nastala. Ker gre za masivne tvorbe v predorninah, se ponuja najprej vulkanogeno-sedimentna razlaga. Za singenetski nastanek bi utegnile govoriti tudi nekatere strukture rude. Toda masivni pirit se najde razen v keratofirskem tufu tudi v keratofirju in celo v dolomitu. To dokazujejo tudi vključki dolomita v piritnih telesih in piritne žile v kosih dolomita na odvalu. Vse to govori za epigenetsko-hidrotermalni nastanek. Vendar se zaenkrat ne morem odločiti niti za prvo niti za drugo razlago. Le za piritne žile v Akli lahko trdim, da so nastale pri epigenetskih hidrotermalnih procesih.

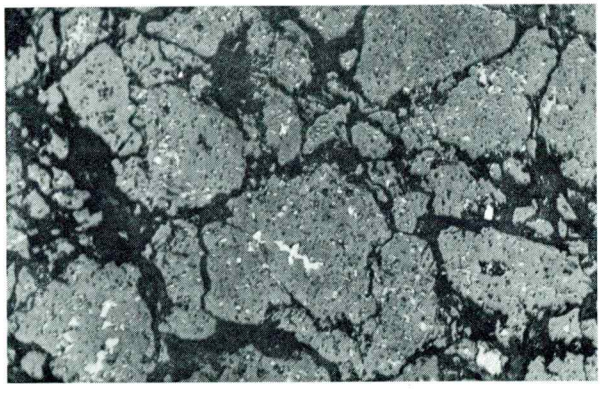
Razen pirita so našli v Galiciji pri Lebiču in pri Šupergerju tudi svinčevocinkovo rudo. Pri Lebiču gre za posamezne kose sorazmerno bogate rude, ki izvira iz starih razkopov blizu kmetije. Na oko se dá ločiti v sorazmerno drobnozrnati rudi poleg sfalerita in galenita tudi pirit.



Sl. 77 — Fig. 77

Idrija, Turniš, 1. obzorje. »Orudeni bakteriji« obroblja mlajši pirit. V sredini slike je okroglo zrno cinabarita. Odsevna polarizirana svetloba, 310 ×.

Idrija, Turniš, 1st level. Two "Mineralized bacteria" are surrounded by younger pyrite. Note rounded cinnabar grain in the photograph centre. Reflected polarized light 310 ×.



Sl. 78 — Fig. 78

Idrija, Viler, 2. obzorje. Nepravilna kalcedonova zrna s številnimi drobnimi vključki cinabarita. Odsevna polarizirana svetloba, 105 ×.

Idrija, Viler, 2nd level. Numerous tiny cinnabar inclusions in irregular chalcedony grains. Reflected polarized light, 105 ×.



Sl. 79 — Fig. 79

Galicija. Pirit veže zdrobljeni dolomit. Odsevna polarizirana svetloba, 37 ×.

Galicija. Cataclastic dolomite cemented by pyrite. Reflected polarized light, 37 ×.

Pri Šupergerju so bili na odvalu opuščenega rova številni kosi bogate svinčevo-cinkove rude. Rudne minerale so vsebovala tudi jedra vrtin, ki jih je izvrtal Geološki zavod v letih 1967—1968. Rudne žilice in zrnca leže v hidrotermalno spremenjenem keratofirju in njegovem tufu (sl. 82 in sl. 83). Ob žilicah so spremembe skoraj povsem zabrisale prvotno strukturo; zato je izvorno kamenino težko prepoznati. Glinenci so sericitizirani in kaolinizirani, biotit je sericitiziran, osnova pa kaolinizirana, sericitizirana, okremenela in piritizirana.

Najstarejši rudni mineral je pirit. Zanj so značilni idiomorfni preseki (sl. 84). Sledila sta mu v majhnih količinah arzenopirit in markazit. Najpomembnejši rudni mineral je sfalerit. V spremenjenem keratofirju tvori skupaj z galenitom in tennantitom nepravilne žilice ter različno velika zrna (sl. 84) in vsebuje ponekod zelo drobna zrna halkopirita, ki so se izločila pri nižji temperaturi iz trdne raztopine v sfaleritu. Sekundarna minerala sta cerusit in covellin. Teksture in strukture dokazujejo epigenetsko-hidrotermalni nastanek rude.

Koncentrat cinka, pripravljen iz rudnih kosov z odvala, je razločno obogaten z Ag, As, Cu in Sb, vsebuje pa tudi nekaj Cd, Ga in Mo (tabela 17). Koncentrat svinca kaže prav tako obogatitev z Ag, As in Sb (tabela 17). Arzen, baker, antimon in delno verjetno tudi srebro so vezani na primes tennantita.

Zanimiv podatek o genezi rude je dala vrtina št. 15; jedro hidrotermalno spremenjenega tufa je vsebovalo nekaj centimetrov debelo sulfidno rudo s plastovito teksturo. Po mikroskopski sliki sklepam, da so tvorili pirit, galenit in verjetno tudi kremen prvotno drobne kroglice s premeri do 30 mikronov. Kroglice iz piritnih in galenitnih lupin dokazujejo precipitacijo obeh sulfidov iz koloidnih raztopin. Tu in tam so prisotne tudi piritne »orudene bakterije«. Pozneje je te kroglice obdal mlajši pirit, ki ima pogosto pravilne oblike (sl. 85). Toda našel sem obrise piritnih (sl. 86) in galenitnih kroglic tudi v kompaktnih piritnih poljih. Prvotna rudna minerala sta še sfalerit in tennantit. Pri oksidaciji pa sta nastala cerusit in covellin. V tem primeru gre zelo verjetno za sulfidno polo, ki je nastala verjetno pri vulkanogeno-sedimentnih procesih, ko so se v sedimentacijski bazen izlivale hidrotermalne raztopine. Toda pirit je rastel tudi pozneje, ko so prihajale mlajše raztopine. To pomeni, da gre pri Šupergerju za epigenetsko in singenetsko svinčevo-cinkovo rudo v hidrotermalno spremenjenih triadnih predorninah in njihovih tufih.

Posebno zanimivo je rudišče Zavrh, kjer so že v prejšnjem stoletju odkopavali bogato svinčevo-cinkovo rudo. V vrtinah s površja in v rovih so našli v letih 1967—1969 rudo na severnem in južnem robu leče ladinskega apnenca, ki leži v hidrotermalno spremenjenem in tudi slabo orudenem keratofirskem tufu. Po M. Iskri (1976) je apnenec grebenski. Na stiku s tufom, predvsem pa ob rudi je močno okremenel in delno dolomitiziran, drugod pa prekristaliziran v marmor. Svinčevo-cinkova ruda na severnem in južnem robu apnene leče je zelo bogata, sorazmerno drobnozrnata in jedra. Ponekod prehaja postopno v spremenjeni apnenec, drugod pa je meja med rudo in prikamenino zelo ostra.

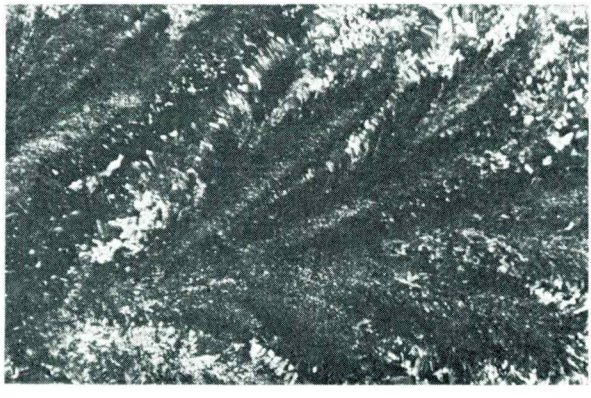
Najstarejši rudni mineral v Zavrhu je pirotin, ki je bil pozneje skoraj povsem spremenjen v pirit. Značilne so psevdomorfoze pirita po pirotinu, ki tu in tam še vsebujejo zelo drobne vključke pirotina. Nato je kristaliziral iz raztopin sfalerit, ki ima večkrat pravilne preseke. Zanj so značilna zelo številna zrnca halkopirita z okroglimi, eliptičnimi in paličastimi preseki (sl. 87), razvrščena v sfaleritu tako, da opazimo ponekod orientirano emulzijsko, drugod grafično in celo




Sl. 80 — Fig. 80

Železno. Drobnozrnati pahljačasti markazit obdan z večjimi zrni markazita (m) in pirita (p). Odsevna polarizirana svetloba, 37 ×.

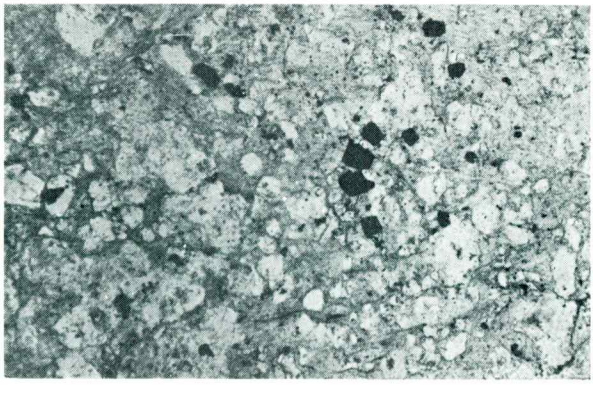
Železno. Fine-grained, fan shaped marcasite enclosed by larger marcasite (m) and pyrite (p) grains. Reflected polarized light, 37 ×.



Sl. 81 — Fig. 81

Železno. Slika 80 pri navzkrižnih nikolih. Posamezni deli markazita kažejo značilno peresasto strukturo.

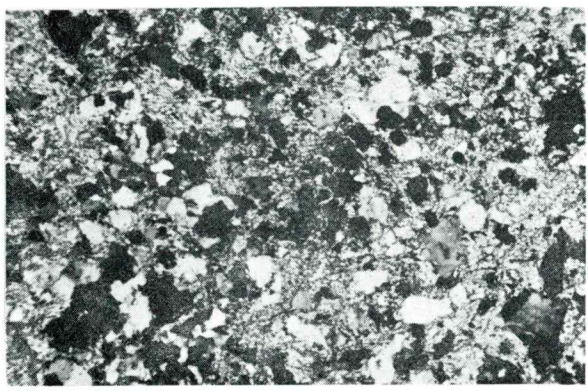
Železno. The same as the figure 80, crossed nicols. Marcasite showing partly featherlike texture.



Sl 82 — Fig. 82

Galicija, vrtina št. 13. Sericitizirani, okremeneli in piritizirani keratofir. Presevna polarizirana svetloba, 50 ×.

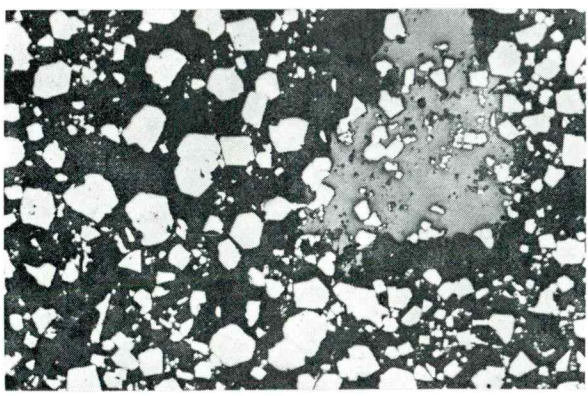
Galicija, borehole No. 13. Sericitized, silicified and pyritized keratophyre. Transmitted polarized light, 50 ×.



Sl. 83 — Fig. 83

Galicija, vrtina št. 13. Slika 82 pri navzkrižnih nikolih. Lepo vidni drobnozrnati sericit in kremenova zrna.

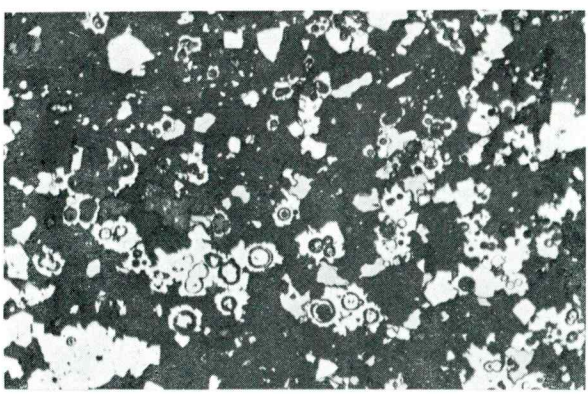
Galicija, borehole No. 13. The same as the fig. 82, crossed nicols. Fine-grained sericite and quartz grains are seen.



Sl. 84 — Fig. 84

Galicija, vrtina št. 15. Idiomorfna zrnca pirita in sfalerita v hidrotermalno spremenjenem keratofirju. Odsevna polarizirana svetloba, 37 ×.

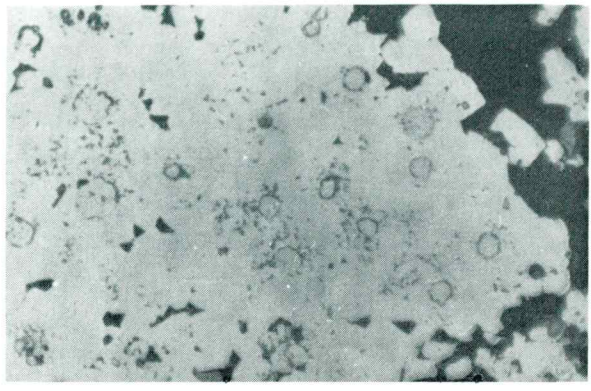
Galicija, borehole No. 15. Euhedral pyrite grains and sphalerite in hydrothermally altered keratophyre. Reflected polarized light, 37 ×.



Sl. 85 — Fig. 85

Galicija, vrtina št. 15. Piritne in galenitne kroglice, delno spremenjene v cerusit, obdaja mlajši pirit. Osnova je spremenjen tuf. Odsevna polarizirana svetloba, 105 ×.

Galicija, borehole No. 15. Pyrite and galena globules, partly replaced by cerussite, and surrounded by younger pyrite. Altered tuff in the matrix. Reflected polarized light, 105 ×.



Sl. 86 — Fig. 86

Galicija, vrtina št. 15. Obrisi piritnih kroglic v piritnem polju. Odsevna polarizirana svetloba, 430 ×.

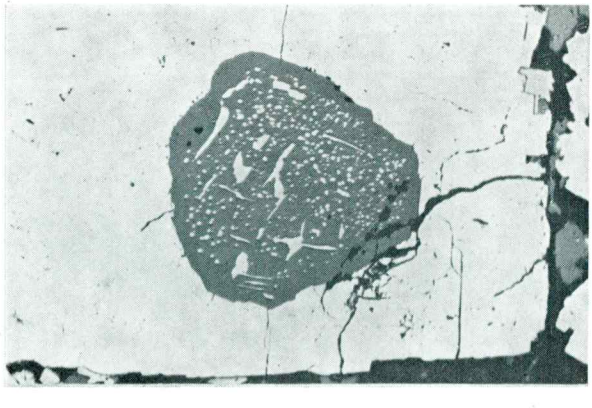
Galicija, borehole No. 15. Contours of pyrite globules shown in a patch of pyrite. Reflected polarized, light, 430 ×.



Sl. 87 — Fig. 87

Zavrh, južni rob karbonatne leče. Halkopirit se je izločil iz trdne raztopine v sfaleritu. Odsevna polarizirana svetloba, 150 ×.

Zavrh, south border of carbonate lens. Chalcopyrite exsolution bodies in sphalerite. Reflected polarized light, 150 ×.



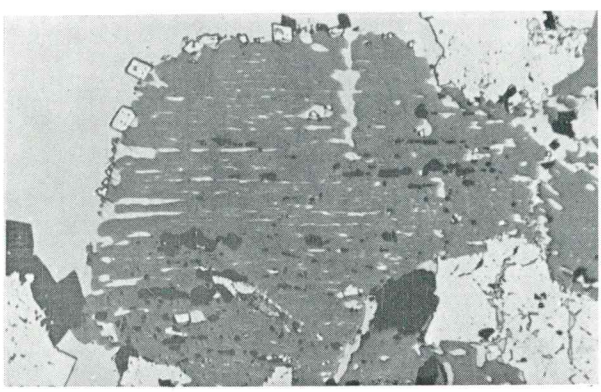
Sl. 88 — Fig. 88

Zavrh, severni rob karbonatne leče. Pirit obrašča sfaleritno zrno s halkopiritnimi izločninami. Odsevna polarizirana svetloba, 183 ×.

Zavrh, north border of carbonate lens. Chalcopyrite exsolution bodies in sphalerite overgrown by pyrite. Reflected polarized light, 183 ×.

lamelarno strukturo. Halkopiritna zrnca so posebno na gosto in enakomerno razvrščena v srednjih delih sfaleritnih zrn, medtem ko jih je v perifernih delih manj ali pa sploh manjkajo. Vse to kaže na razpad trdne raztopine $ZnS$-$CuFeS_2$, kar pomeni, da je nastala završka ruda pri višji temperaturi. V nobenem drugem slovenskem svinčevo-cinkovem rudišču ne vsebuje sfalerit tako pravilno razvrščenih halkopiritnih zrnc. Ob stiku rude z apnencem se vrašča sfalerit med kalcitna zrna in kaže značilne metasomatske strukture. Nekoliko mlajši je halkopirit, ki se nahaja tu in tam ob sfaleritnih zrnih.

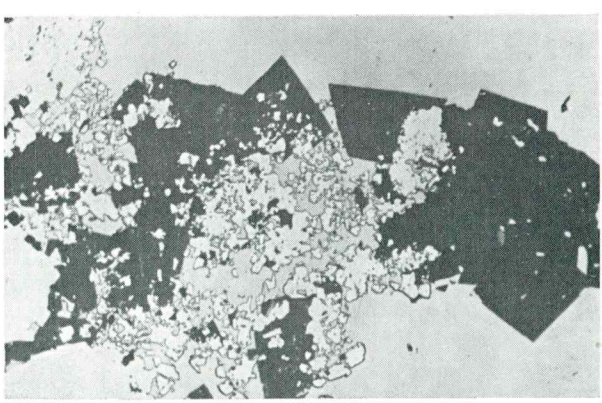
Najbolj pogosten rudni mineral je pirit, ki je mlajši od sfalerita. Navadno tvori metakristale med sfaleritnimi zrni, ali pa zrna obrašča (sl. 88). Sfalerit in pirit je zdrobila medrudna tektonska faza. V razpokah so tu in tam zrasla najprej idiomorfna zrnca arzenopirita in markazita. Najmlajši sulfid galenit je intenzivno nadomeščal pirit in sfalerit, še posebej pa halkopiritna zrnca v sfaleritu (sl. 89). Prav tako se nahaja med kalcitnimi zrni, ki so ob stiku z njim močno korodirana. Značilno za to rudo je, da so pozneje nastali v galenitu metakristali dolomita, ki vsebujejo tudi korodirana zrnca pirita (sl. 90) in sfalerita. Pri oksidaciji sta nastala cerusit in smithsonit, pri cementaciji pa covellin.



Sl. 89 — Fig. 89

Zavrh, južni rob karbonatne leče. Galenit je nadomestil sfalerit in predvsem halkopiritne izločnine. Odsevna polarizirana svetloba, 150 ×.

Zavrh, south border of carbonate lens. Sphalerite and particularly the chalcopyrite exsolution bodies are replaced by galena. Reflected polarized light, 150 ×.



Sl. 90 — Fig. 90

Zavrh, južni rob karbonatne leče. Galenit in korodirana zrnca pirita v metakristalih dolomita. Odsevna polarizirana svetloba, 150 ×.

Zavrh, south border of carbonate lens. Galena and corroded pyrite grains in dolomite metacrysts. Reflected polarized light, 150 ×.

V primerjavi z galicijsko rudo vsebuje koncentrat cinka završke rude manj Ag, As in Sb, približno enake količine Cd, Cu, Ga in Mn, bogatejši pa je s Sn in z In (tabela 17). Tudi koncentrat svinca vsebuje manj Ag, As, Cu in Sb, vendar pa bistveno več Sn kakor koncentrat vzorca z odvala pri Šupergerju (tabela 17). Završka svinčevo-cinkova ruda vsebuje nekaj Ag, As, Cd, Mn in Sb, obogatena je z Cu in, kar je posebno zanimivo, s Sn.

Tabela 17. Spektralne kemične analize sfaleritovega in galenitovega koncentrata vzorcev iz Galicije in Zavrha *(V* ppm, - *Nedoločljivo,* prazno *Ni bilo merjeno)*

Table 17. Spectrochemical analyses of the sphalerite and galena concentrates from Galicija und Zavrh *(In* ppm, - *Undeterminable,* blank *Not measured)*

| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 |
|---|---|---|---|---|---|---|
| Ag | 1 | 1 | >100 | 20 | 2500 | 130 |
| As | 100 | 100 | >1000 | 200 | 1000 | 300 |
| Bi | 1 | 1 | - | - | - | - |
| Cd | 10 | 10 | 400 | 700 | - | 10 |
| Co | 3 | 3 | - | - | - | - |
| Cu | | 1 | >1000 | >1000 | >1000 | 800 |
| Ga | | | 700 | 400 | | |
| Ge | 1 | | 20 | - | | |
| In | 1 | 1 | 3 | 90 | 2 | 3 |
| Mn | | 1 | 110 | 450 | 40 | 200 |
| Mo | 10 | 10 | 80 | 15 | 15 | - |
| Ni | 3 | 3 | 10 | 10 | 5 | - |
| Pb | | | >1000 | >1000 | | |
| Sb | 100 | 30 | >1000 | 180 | >1000 | 300 |
| Sn | 3 | 3 | 15 | 1000 | 5 | 700 |
| Tl | 10 | 10 | - | - | - | - |
| V | 3 | 1 | - | - | - | - |
| Zn | | 100 | | | >3000 | >3000 |

*1* Najnižja določljiva vrednost v analizah št. 3 in 4 (analitik A. Gogala)
The lowest determinable value for analyses Nos. 3 and 4 (analyst A. Gogala)

*2* Najnižja določljiva vrednost v analizah št. 5 in 6 (analitik A. Gogala)
The lowest determinable value for analyses Nos. 5 and 6 (analyst A. Gogala)

*3* Sfaleritov koncentrat iz Galicije
Sphalerite concentrate from Galicija

*4* Sfaleritov koncentrat iz Zavrha
Sphalerite concentrate from Zavrh

*5* Galenitov koncentrat iz Galicije
Galena concentrate from Galicija

*6* Galenitov koncentrat iz Zavrha
Galena concentrate from Zavrh

Drobna znca pirita so našli celo v zelo trdi felzitni breči pri Zlatečah severno od Šentjurja (T. Zollikofer, 1861), v keratofirju pa tudi pri Kranjčici južno od Šentjurja (A. Aigner, 1907; I. V. Zepharovich, 1873).

## Karnijska stopnja

Plasti karnijske stopnje delimo na cordevolsko, julijsko in tuvalsko podstopnjo, ki dosežejo skupno debelino okrog 400 m. Cordevolska podstopnja je v zahodnih Karavankah, Julijskih Alpah, Škofjeloških hribih, Polhograjskih Dolomitih, Posavskih gubah ter na Notranjskem in Dolenjskem razvita kot masivni algin apnenec in dolomit s prekristaliziranimi dazikladacejami in diploporami, ki so rastle na plitvih podmorskih tratah. Ponekod gre za grebenski razvoj s koralami in krinoidi. Na Idrijskem in tudi v Škofjeloških hribih je razširjen črni ploščati apnenec s cefalopodi, ki kažejo na globljemorski razvoj. Ta apnenec vsebuje številne fosilne ostanke, med njimi tudi rod *Polycylus* sp., ki je znan le v karnijski stopinji (A. Ramovš, 1970 b).

V julijski in tuvalski podstopnji je bila na Slovenskem lokalna regresija. Plitvomorski sedimenti (rabeljske plasti) so razširjeni na Dolenjskem, Notranjskem, v Polhograjskih Dolomitih, v Julijskih Alpah in v njihovem prednožju ter v zahodnih in vzhodnih Karavankah. Ponekod so razviti klastično, drugod karbonatno. Znane so školjke *Costatoria (Costatoria) kefersteini* (Münster), *Pachycardia rugosa* Hauser, *Trigonodus carniolicus* Waagen in druge, ki kažejo na julijsko podstopnjo.

Vijoličasto in rjavkasto rdeče ter zelenkaste skrilavo-peščene julijske plasti vsebujejo na več krajih železnato boksitno rudo. Ponekod prevladujejo železovi ooliti z boksitnim vezivom, drugod boksitni ooliti z železovo boksitnim vezivom. Vmes so tudi ooliti mešane sestave. Prevladujejo različki, bogati s kremenico. Verjetno je vertikalni profil sklenjen in je torej nastanek železnatih in boksitnih usedlin v zvezi s facialnimi spremembami sedimentacije. V to skupino spadajo Velike Bloke, Borovec, Cajnarje, Iška, Kališče, imenovano tudi Logarje, Kopitov grič, Polica, Rakitna, Turjak in Žimarice. Že od nekdaj je po oolitni železovi rudi znan prostor okoli Horjula v Polhograjskih Dolomitih. Tod so železarili že Kelti. V novejšem času so po pridobivanju oolitne železove rude znani zlasti kraji Podlipa, Pajserji in Celarji. Po arhivu nekdanjega rudarskega glavarstva se je največji obrat razvil v Celarjih. Rudarjenje je tod zamrlo po spremembi tehnologije v železarstvu, ko so metalurgi prešli od peči na lesno oglje na koks in plavže, ter zahtevali velike količine rude, ki jih majhna rudišča niso mogla dati.

Tuvalski laporasti apnenec in skrilavec z globjemorsko tropitidno favno (O. Kühn in A. Ramovš, 1965) sta razširjena pri Šentjanžu na Dolenjskem. Amfiklinski skladi s konodonti v dolini Bače in na Cerkljanskem so sedimenti globljega morja; kažejo na zgornji del tuvalske podstopnje (A. Ramovš, 1970 b). V njih se menjava biogeni apneni skrilavec z mikritnim apnencem.

V karnijsko stopnjo štejejo v Mežici tri horizonte rabeljskega skrilavca z vmesnimi plastmi apnenca in dolomita. Njihova skupna debelina je 210 do 350 m (A. Zorc, 1955). Ta skrilavec imenujejo v Mežici tudi carditski skrila-

vec po školjki *Cardita guembelli*. Ker je ta vrsta zelo redka — verjetno so jo zamenjali z rebrastimi spiriferinami, ki so pogoste v talnini drugega in tretjega skrilavca — bi bilo prav, če bi skrilavec imenovali julijski skrilavec po julijski makrofavni, ki jo je določil B. Jurkovšek (1978). Neposredno na ladinskih plasteh leži apnena oolitna plošča, ki vsebuje precej pirita. Sledi prvi skrilavec, ki je v Mežici eden izmed vodilnih litoloških členov. Ostala dva skrilavca sta v srednjem in v zgornjem delu karnijskih plasti.

V širši okolici mežiškega rudišča vsebujejo karnijske plasti povsod sledove Pb in Zn. V vzorcih apnenca so določili poprečno 0,08 % Pb in 0,04 % Zn. Precej več svinca vsebujeta prvi skrilavec (do 0,5 %) in dolomit nad njim (do 0,94 odstotka). Prvi skrilavec vsebuje tudi 0,017 do 0,042 %Mo; toliko je molibdena tudi v bituminoznem karnijskem apnencu. Molibden mežiškega rudišča naj bi bil prišel prav iz teh kamenin (A. Zorc, 1955).

Nekoliko večje koncentracije rudnih mineralov v karnijskih plasteh so našli le pri Križanu in pri Jurinu, vendar rude tu do sedaj še niso odkopavali. Rudni minerali tvorijo v karbonatni kamenini zrnca in nepravilne žilice, apnenec v neposredni bližini pa je močneje prepreden s kalcitnimi žilicami (A. Zorc, 1955).

Spodnjekarnijske karbonatne plasti zahodno od Vranskega pri Merinci vsebujejo manjše količine siderita in limonita (U. Premru, osebno poročilo).

## Noriška in retska stopnja

Vrhnji del triadnega zaporedja plasti je nastajal v glavnem v dokaj stabilnem plitvomorskem sedimentacijskem prostoru. Dolomit in apnenec sta razširjena v južni Sloveniji, v Posavskih gubah, Julijskih in Savinjskih Alpah in Karavankah.

V južni Sloveniji prevladuje dolomit, medtem ko se proti severu postopno povečuje količina apnenca, ki leži na dolomitu. Obe kameninivsebujeta poleg megalodontidnih školjk ostanke apnenih alg. Dolomit južne Slovenije je večidel stromatolitni različek, kar dokazuje že njegova pasovitost. Nastal je v plimski coni, delno celo na supralitoralnem območju; zanj so značilne izsušitvene pore. Proti severu sledi loferski razvoj noriško-retske stopnje, v Julijskih in Savinjskih Alpah ter v Karavankah pa je razvit grebenski apnenec retske stopnje. Tu in tam leži v vzhodnih Karavankah pod grebenskim apnencem dolomit. V Julijskih Alpah, in sicer v bohinjskem predoru ter na Škrlatici, so našli tudi hallstattski facies z ostanki školjke *Monotis (Monotis)* cf. *salinaria* (von Schlotheim) (A. Ramovš, 1972).

Nad Škofjo Loko in Selško dolino ter v dolini Bače do Tolmina je razvit v spodnjem delu noriško-retske stopnje ploščasti dolomit z rožencem, više pa laporasti apnenec. Ta globjemorski baški facies je v talnini v tesni zvezi z amfiklinskimi skladi.

Noriško-retske plasti merijo čez 1000 m, debelina baškega faciesa pa je po neobjavljenih podatkih K. Grada 200 do 500 m.

V noriško-retskih plasteh ni pomembnejših rudišč. Le pod Uršljo goro vsebuje dolomit pred prehodom v dachsteinski apnenec tanjše plasti zelenega laporja, ob katerem so tudi pojavi galenita (A. Zorc, 1955).

*Jura*

Jurske plasti so razvite plitvomorsko in pelagično. Skupna debelina plitvomorskega karbonatnega razvoja s številnimi ostanki moluskov, koral, hidrozojev, foraminifer in alg znaša 450 do 2300 m. Debelina globjemorskega razvoja z ostanki cefalopodov, brahiopodov in foraminifer pa še ni določena.

Plitvomorske liasne plasti so razširjene na visokih kraških planotah in na Dolenjskem. Zgornjetriadni dolomit postopno preide v sivi liasni apnenec, ki se menjava z bituminoznim dolomitom. Za srednji lias je značilen sivi oolitni apnenec, ki vsebuje ostanke litiotid in megalodontid (S. Buser, 1962, 1965, 1968; L. Šlibar, 1966). V Posavskih gubah sta liasni dolomit in apnenec z rožencem v evgeosinklinalnem razvoju. Apnenec vsebuje foraminiferi *Spirillina jurassica* (Jones) in *Sestrosphaera liassina Pia*. Prav v teh plasteh je našel U. Premru (1974 b, 1975 c) na Dobroveljski planoti porfir, porfirit, keratofir in piroklastite. To so prvi dokazi evgeosinklinalnega jurskega vulkanizma v Sloveniji, že prej pa so ga našli v jugovzhodno ležečih delih Dinaridov. Plasti globljemorskega razvoja najdemo nadalje v Julijskih Alpah in v njihovem prednožju ter v Karavankah. Za Julijske Alpe je značilen črni in rdečkasto rjavi peščeno sljudnati skrilavec z vložki ploščatega apnenca. Na Poreznu in Počenski gori je razvit skrilavec, na Begunjščici in Stolu pa rdečkasti apnenec, bogat s cefalopodi (M. Mihajlović in A. Ramovš, 1965).

Doggerske plasti združujejo navadno z zgornjeliasnimi. Ne ene ne druge namreč ne vsebujejo značilne favne. V severnem delu Dolenjske in na visokih kraških planotah prevladuje ponekod sivi oolitni apnenec, drugod bituminozni dolomit in apnenec z vložki dolomitne in apnene breče plitvomorskega razvoja (S. Buser, 1968, 1973). Doggerske plasti globljega morja so razširjene v Julijskih Alpah, na severnem Dolenjskem, na Gorjancih in v Žumberaku. V teh skladih so našli le ponekod foraminifero *Protopeneroplis striata* Weynschenk. Drugod so jih uvrstili v dogger le po njihovi legi. Zvečine so zastopani z glinastim skrilavcem in apnencem, ki vsebuje roženec. Apnenec je pogosto razvit oolitno (S. Buser, 1968, 1974 a).

V južni Sloveniji se nahajajo plitvovodne malmske karbonatne kamenine na visokih kraških planotah Primorske, Notranjske in Dolenjske ter v Beli krajini. Prevladuje grebenski apnenec, zelo bogat s hidrozoji in koralami (C. Germovšek, 1954 a). Na podlagi hidrozojev je ločila D. Turnškova (1966, 1969, 1972) na jugu cono zaprtega šelfa, severno od nje pa cono grebenske bariere. Zgornjemalmski sivi apnenec vsebuje apnene alge, npr. *Clypeina jurassica* Favre, pa tudi številne nerineje in tintinine (D. Turnšek, 1965). Podobno kot liasni in doggerski, je razširjen tudi malmski globljemorski razvoj v Posavskih gubah, Julijskih Alpah in Karavankah, to je severno od jurskega karbonatnega razvoja. Na več krajih so našli pelagične kalpionele, v dolini Triglavskih jezer pa tudi rdeči apnenec s cefalopodi.

Pri Dobrovljah vsebuje keratofir nekaj pirita. Po podatkih M. V. Lipolda (1862) in E. Hatla (1885) je močno preperel v železove hidrokside.

Liasne plasti vsebujejo v Sloveniji manganovo rudo, malmske pa boksit. Obe rudi so v preteklosti tudi odkopavali, danes nimata gospodarskega pomena. Na Begunjščici so še v prejšnjem stoletju odkopali 130.000 ton manganove rude s 30 % Mn. Z manganom je oruden zgornji del laporastega skrilavca, bogatega s kremenom. Njegova krovnina je rdečkasto rjavi apnenec z vodilnimi

cefalopodi za zgornji lias, talnina pa sivkasti gosti apnenec zgornjega liasa. Še niže leži v geološkem profilu zgornjetriadni grebenski apnenec. Liasna serija plasti z rožencem je dvignjena in delno tudi prevrnjena (F. Teller, 1899).

V okolici Železnikov se nahaja siromašna manganova ruda na severnem pobočju Vancovca. F. Kossmat (1910) je manganonosni skrilavec imenoval zaliloški skrilavec in ga je uvrstil najprej v spodnji karbon (kulm), pod njim ležeči apnenec pa v devon. Pozneje (1913) je skrilavec prenesel v lias, apnenec v njegovi talnini pa v zgornjo triado kot ekvivalent baškega dolomita.

V nahajališčih manganove rude na Počenski gori nad Cerknim ter med Koblo in Črno prstjo nad Bohinjem so geološke razmere podobne kot na Vancovcu.

Pojavi manganove rude na Šmarjetni gori so vezani na škofjeloški ploščasti apnenec. Po K. Gradu bi bil ta apnenec lahko ekvivalent zgornjetriadnega baškega dolomita in bi bile ob ustrezni interpretaciji tektonike geološke razmere manganovih pojavov na Šmarjetni gori enake kot v drugih manganovih rudiščih Slovenije.

Malmske železnate in boksitne kamenine so razširjene na Nanosu, Hrušici in v okolici Žužemberka (S. Buser, E. Lukacs, 1966). Gre za celo vrsto manjših pojavov, ki jim je težko slediti, ker sta njihova talnina in krovnina na oko zelo podobni; obe sestojita iz belega apnenca in dolomita. Sem spadajo nahajališča Ambrus, Čušperk, Ilova gora, Železni klanci, Ribnica, Rjavi grič in Žužemberk. V okolici Žužemberka so v tem horizontu pridobivali oolitno železovo rudo in jo predelovali v Dvoru pri Žužemberku.

### *Kreda*

Kredno zaporedje plasti delimo na štiri razvoje. Najbolj znan in najbolj razširjen je plitvomorski karbonatni razvoj v južni Sloveniji, njegove plasti merijo 1300 m do 2300 m. V osrednji Sloveniji pripadajo manjše površine pelagičnemu razvoju. Zgornjekredne plasti so razvite kot fliš v zgornji Soški dolini, v severnem delu Dolenjske in na Gorjancih ter ponekod v Posavskih gubah, v gosavskem faciesu pa na Štajerskem.

V južni Sloveniji sestoje plitvomorske spodnjekredne plasti iz različnih strukturnih tipov apnenca in ponekod iz debelozrnatega dolomita, nastalega v pozni diagenezi. Za apnenec so značilne alge, zlasti *Clypeina ? solkani* in *Salpingoporella dinarica*. Za nadrobno horizontacijo so zelo uporabne foraminifere iz družine Orbitolinidae (L. Šribar, 1979). Ponekod je razvit v hauterivijski, barremijski in aptijski stopnji apnenec z gomolji roženca. V njem so bili določeni hidrozoji, korale in hetetide na Banjški planoti in Trnovskem gozdu (D. Turnšek in S. Buser, 1974), na Trnovskem gozdu pa tudi rudisti (M. Pleničar in S. Buser, 1967). V globljem morju sta nastala apnenec in glinovec na Petrovem brdu pod Bohinjskim grebenom, temni bituminozni ploščasti apnenec z rožencem in ribjo favno severno od Gorice ter apnenec z apneno brečo med Avčami in Široko njivo v srednji Soški dolini (S. Buser, 1974 b, 1975).

V plitvem morju je nastal spodnjecenomanski apnenec z vložki debelozrnatega bituminoznega dolomita; vsebuje siromašno foraminiferno favno, odlomke lupin školjke *Chondrodonta joannae* Choffat ter prereze nerinej in giroplever. Na njem leži grebenski apnenec, bogat s kaprinidami, radioliti, ne-

rinejami in lumakelami školjke *Chondrodonta joannae* Choffat (M. Pleničar, 1960, 1965).

Pelagične cenomanske plasti so zastopane z laporastim apnencem, ki je razširjen severozahodno od karbonatnega razvoja, predvsem v Soški dolini in na Dolenjskem. V južni Sloveniji leži na cenomanskih plasteh apnenec plitvomorskega razvoja z radioliti in v manjši meri s hipuriti turonske stopnje.

Plitvomorske senonske sedimentne kamenine, ki leže konkordantno na turonskih, so v zgornjem delu dokazane s precej značilno in bogato hipuritno favno. Tu in tam gre za grebenske tvorbe, nastale na plitvi obkontinentalni polici (M. Pleničar, 1962).

Zelo razširjen je tudi pelagični razvoj turonskih in senonskih plasti. Turonski pas se razteza iz Soške doline čez Loško in Zasavsko hribovje proti Gorjancem. V senonski stopnji se je pelagična cona še bolj pomaknila proti jugozahodu ter segla tudi na Kočevsko in v ozkem pasu južno od Trnovskega gozda, Nanosa in Snežnika. Sem štejejo mikritni apnenec z vložki roženca, apneno brečo in lapor (S. Buser, 1974b, 1975; M. Pleničar in U. Premru, 1975).

V pelagični coni in severno od nje so turonske in senonske kamenine okoli Bovca, Gorjancev in v Žužemberku razvite kot fliš. Pri Zrečah in na Pohorju pa prevladuje gosavski facies turonskih in senonskih plasti. Sedimenti so se odlagali v ozkih in globokih fjordih blizu nekdanje obale; sredi fjorda sta nastajala laporasti apnenec in lapor, ob obali pa hipuritni in radiolitni grebeni (S. Buser, 1974b, 1975; M. Pleničar in U. Premru, 1975).

V kredni periodi so se pojavili močnejši orogenetski premiki, predvsem narivi. V Vzhodnih Centralnih Alpah je bila glavna faza narivanja predgosavska (A. Hinterlechner-Ravnik, 1971). Po A. Tollmanu (1966) se je začelo narivanje v avstro-alpski fazi spodnje krede in se nadaljevalo v mediteranski fazi med spodnjo in zgornjo kredo.

V krednem zaporedju je več boksitnih horizontov. Najstarejši je med spodnjekrednimi in zgornjekrednimi plastmi, mlajši med turonskimi in senonskimi, najmlajši pa med senonskimi in paleocenskimi plastmi.

Boksit med spodnjo in zgornjo kredo je razvit v Beli krajini v obliki velikih leč (npr. pri Hrastu). Njegova talnina sestoji iz sivega in belega jedrnatega apnenca spodnje krede, krovnina pa iz svetlo sivega apnenca s pahiodontnimi školjkami. Natančneje starost zaenkrat ni določena. Predpostavlja se, da gre za presedimentirani malmski boksit. Na to kažejo plastovitost ter veliki pizoliti in oblice v boksitnih ležah. V to skupino spadajo pojavi vzhodno in jugozahodno od Metlike, Perudine, Hrast in Vinica.

Boksit med turonskimi in senonskimi plastmi se nahaja med Trševjem in Nadrtjo na Hrušici (M. Pleničar, 1955) vzdolž več kilometrov dolge linije golic. Talnino in krovnino tvori rudistni apnenec.

Med Kozino in Podgradom ter Kozino in Slavnikom je ob robu materijske antiklinale lečasto razvit tanjši boksitni horizont, ki ima za talnino rudistni apnenec turonske in senonske stopnje, za krovnino pa sladkovodni kozinski apnenec paleocenske starosti (S. Buser, E. Lukacs, 1966).

Medtem ko sta v jurski in kredni periodi nastajala manganova ruda in boksit, so se druga rudišča, npr. bakrovo rudišče Škofje, uranovo rudišče Žirovski vrh, ter spodnjetriadna in srednjetriadna rudišča, npr. Bohor, Mežica in Idrija, ugrezala v globlje dele zemeljske skorje. Prekrile so jih zgornjetriadne, jurske

in kredne plasti, ki so skupno merile več tisoč metrov. V Škofjem so bili zaradi višje temperature in povečanega pritiska rudni in jalovinski minerali delno mobilizirani in na novo razvrščeni (M. Drovenik, 1970). Verjetno so bili rudni in jalovinski minerali delno preneseni tudi v drugih rudiščih, npr. v uranovem rudišču Žirovski vrh in v svinčevo-cinkovih rudiščih severnih Karavank.

## Kenozoik

### *Terciar in kvartar*

Flišni miogeosinklinalni jarek, ki se je začel oblikovati v kredni periodi, je trajal do srednjega eocena. Z nastankom Paratetide v oligocenski epohi se je pričela v Sloveniji odlagati notranja molasa. Na območju globljega dela mezozojske evgeosinklinale je nastajala v oligocenski epohi vulkanogeno-sedimentna serija; takšna sedimentacija se je šibko odražala še v miocenski epohi. Južno od tega razvoja ni sledov vulkanizma.

V terciarni periodi se je oblikovala današnja zgradba Slovenije. Nanjo je odločilno vplival periadriatski lineament kot izvorni pas narivnih korenov z vergenco proti severu in proti jugu. Od periadriatskega lineamenta so potovali narivi proti severu na Centralne Alpe, kjer imajo smer W—E, in proti jugu na Dinaride, kjer je njihova smer NW—SE.

V zahodni Sloveniji, med Gorico in Bovcem, so alpske in dinarske strukture med seboj še vzporedne. Od tod dalje pa se postopno uveljavlja divergenca. Južne Alpe vztrajajo v Posavskih gubah še v vzhodni smeri, nato pa se obrnejo proti severovzhodu in se nadaljujejo v pogorju Bakony in Bükk. Dinaridi pa se obrnejo proti jugovzhodu.

Orogenetske faze v oligocenski in miocenski epohi je spremljal magmatizem, ki je dal globočnine in predornine iz kremenovo dioritne magme. Najmlajša magmatska kamenina je bazalt. Na terciarni magmatizem so K. Hinterlechner (1918), E. Clar (1929) in predvsem A. Tornquist (1930) vezali nastanek številnih slovenskih rudišč. Po B. Bercetu (1963) pa je bil metalogenetski pomen terciarnega magmatizma majhen. To so pokazale tudi novejše raziskave; verjetno je z njim v zvezi le nastanek nekaterih rudišč na Pohorju.

V Rudnici v Bohinju, Kamniški Bistrici in v Savinjski dolini leži v zakraselem reliefu cordevolskega diplopornega apnenca in dolomita boksit, njegova krovnina pa sestoji iz terciarnih plasti; erozijska vrzel je torej velika. Boksit v Savinjski dolini, predvsem v Žiferniku, so v šestdesetih letih našega stoletja ponovno raziskovali in ugotovili, da gre za erozijski ostanek večjega nahajališča, ki je nastalo v tropskem ali subtropskem podnebju v posttriadni dobi, verjetno šele v terciarni periodi. Raztopine, bogate z Al in Fe so prihajale z območja, kjer so preperevale porfiritske tufske kamenine. Apnena podlaga je bila ugodna za koagulacijo visokogliničnih usedlin. Sledila je diagenetska preobrazba, ki je privedla boksit do današnje mineralne sestave. Dokaj visok odstotek kremenice v žiferniškem boksitu, zlasti v obrobnem delu, je posledica ponovnega okremenenja v diagenezi (J. Štern, 1960, neobjavljeno poročilo).

Poleg Žifernika so v Savinjski dolini raziskovali boksit še drugod, npr. v Vranji peči in Št. Andražu. V isto kategorijo štejejo tudi boksit na Veliki planini in v Podvolovljeku.

Velik pomen je imela za naša rudišča terciarna tektonika. V času paroksizma alpidske orogeneze so se dvignile rudonosne karbonsko-permske, permske in triadne plasti iz globin in se narinile na mlajše sklade.

## Paleocen in eocen

Na prehodu kredne periode v terciarno se je morje, ki je do takrat pokrivalo celotno območje današnje Slovenije, umaknilo na njen južni del. Le do tja je segala Tetida s svojimi severnimi zalivi, oziroma obrobnimi morji.

V paleocenski epohi se je odlagal na Primorskem in delno tudi na Notranjskem sivi mikritni apnenec. V začetku se je menjavalo sedimentacijsko okolje od slanega do brakičnega in celo sladkovodnega, kar pomeni, da je bilo tu plitvo litoralno in supralitoralno območje, kjer so občasno nastajale lagune in celo sladkovodna jezera.

V paleocenskem zaporedju južne Slovenije ločimo plitvovodni in pelagični facies, ki sta se nadaljevala iz kredne periode. V apnencu, nastalem v pravem morskem okolju, so ohranjene foraminifere, v sladkovodnih in brakičnih različkih pa moluski. Najniže leže plasti danske stopnje, ki jih prekrivajo konkordantno srednjepaleocenske plasti. Danske plasti je G. Stache (1889) imenoval »spodnji foraminiferni apnenec«, srednjepaleocenske pa »kozinski apnenec«. Kozinske plasti so večidel sladkovodne; vsebujejo črni premog pri Vremskem Britofu in ponekod vložke morskih plasti. V krovnini kozinskega apnenca leži morski »zgornji foraminiferni apnenec«, ki se deli na miliolidni in alveolinsko-numulitni apnenec in sega v spodnji del eocena. Debelina paleocenskih in delno eocenskih plasti znaša 300 do 350 m.

Eocenske plasti so razvite flišno, razen zgornjega dela alveolinsko-numulitnega apnenca. Razširjene so na Primorskem, Notranjskem in Kočevskem. Srednjeeocenske flišne plasti zapolnjujejo reško, vipavsko in tržaško-pazinsko sinklinalo. Litološko se tu menjavajo apnenec, konglomerat, apneni peščenjak, lapor in laporovec. Njihova skupna debelina doseže 750 m. Drugod sta razširjena pelagični rdeči laporasti apnenec in lapor, ki sta se kontinuirno odlagala od krede dalje. To so tako imenovane podsabotinske plasti (R. Pavlovec in J. Pavšič, 1971).

Medtem, ko se je na Primorskem usedel alveolinsko-numulitni apnenec, se je na območju Karavank večkrat ponovil transgresijski in regresijski ciklus sedimentacije. Na to kažejo lepenske eocenske plasti v Javorniškem rovtu nad Jesenicami. V spodnjem delu srednjega eocena je začelo na območje Lepene vdirati Panonsko morje. Srednjeeocensko starost plasti, ki so jih prej imeli za oligocenske, dokazuje polž *Tympanotonus hantkeni* (Munier-Chalmas) v asociaciji z brakično favno (V. Mikuž, 1976).

Po L. C. Moserju (1890) je eocenski fliš pri Mančah v Vipavski dolini oruden z živim srebrom. Drobne kapljice samorodnega živega srebra naj bi bile predvsem v rumenem in rjavem laporju ter laporastem peščenjaku. Toda I. Mlakar in R. Pavlovec (1961) sta menila, da ne gre za prvotno nahajališče. Enako velja za cinober, ki ga je videl F. Vivenot (1869) na desni obali Vipavščice pri Mirnu.

## Oligocen

V Sloveniji so razvite srednjeoligocenske in morda tudi zgornjeoligocenske plasti. Njihova skupna debelina doseže v okolici Mozirja 1500 m. V tem času se je morje umaknilo z območja Dolenjske in s Kočevskega. Od srednjeoligocenske epohe dalje se je Panonsko morje večkrat razširilo na prostor današnje Slovenije. Proti zahodu je segalo v Ljubljansko kotlino, do Poljšice in celo do Bohinja, proti severu pa do Slovenj Gradca. Najstarejša srednjeoligocenska kamenina je okoninski konglomerat v Savinjski dolini. Sorazmerno velike površine zavzemajo gornjegrajski skladi na Štajerskem in Gorenjskem. Sestoje v spodnjem delu iz konglomerata in breče, više pa iz gline ter litotamnijskega in peščenega apnenca. Vsebujejo numulite (A. Papp, 1959), korale ter polže iz rodov *Megatylotus* in *Natica*. Mlajši je »ribji skrilavec« pri Mozirju (F. Teller, 1898). V času regresij so nastala sladkovodna jezera in močvirja. Soteški skladi v Posavskih gubah so razviti sladkovodno, brakično in morsko. V sladkovodnih soteških plasteh je med Savo in Dravo več premogišč; znana so predvsem v laški sinklinali Posavskih gub. Soteške sklade prekriva siva morska glina »sivica« (D. Kuščer, 1967). V njej je našel A. Papp pri Zagorju vrsto *Miogypsina (Miogypsinoides)* cf. *formosensis* Yabe et Hanzava (A. Papp, 1954) ter pri Zagorju in v Tuhinjski dolini vrsto *Lepidocyclina (Nephrolepidina) tournoueri* Lemoine et Douvillé (A. Papp, 1955). Obe vrsti sta po mnenju A. Pappa značilni za katsko stopnjo, oziroma za predakvitan.

Pri Škofji Loki je oligocenske starosti škofjeloški konglomerat na Kamnitniku, ki sega vzhodno od Medvod. Podoben konglomerat se nahaja severovzhodno od Velenja.

Pri Okonini v zgornji Savinjski dolini vsebujeta konglomerat in debelozrnati peščenjak v vezivu drobne numulite. F. Teller (1898) ga je štel v srednji oligocen.

V zgornjem delu morskih oligocenskih plasti je okoli Mozirja, Smrekovca, Velikega Kamna, v Celjski kotlini in na Gorenjskem pri Radovljici (pri Peračici) razvit lapor z debelimi vložki andezitnega in dacitnega tufa in s tanjšimi vložki andezita in dacita. Te vulkanske kamenine so prišle na površje ob smrekovškem prelomu. Smrekovški vulkanizem se je pričel v oligocenski epohi in nadaljeval v miocenski; lapor med tufom vsebuje enako oligocensko foraminiferno favno kot sivica.

Med predorninami prevladuje andezit s porfirsko in glomeroporfirsko strukturo. Sestava visokotemperaturnih plagioklazovih vtrošnikov niha od oligoklaznega andezina do bitovnita. Njihova bolj bazična jedra sestoje celo iz anortita. Femične komponente so zastopane z avgitom, rogovačo, biotitom, hiperstenom in fayalitom. Osnova s trahitno in hialopilitno strukturo je bistveno bolj kisla kot bi pričakovali po sestavi vtrošnikov. V skladu s kislo sestavo so pokazale kemične analize kremenovo dioritni tip magme (E. Faninger, 1966; A. Hinterlechner-Ravnik in M. Pleničar, 1967).

Precej manj je dacita in njegovega tufa. V dacitu pripadajo plagioklazovi vtrošniki visokotemperaturnemu oligoklazu in andezinu, medtem ko od femičnih komponent prevladuje rogovača, manj je biotita. Kremenovi vtrošniki so redkejši kot glinenčevi. Dacit je nastal iz granodioritne magme.

Dacit in njegov tuf sta razširjena zahodno od Velenja, proti vzhodu pa prevladujeta ob šoštanjskem in donačkem prelomu andezit in andezitni tuf, ki je

raztresen na sorazmerno velikem prostoru. D. Kuščer (1967) ju je našel tudi pri Zagorju, F. Cimerman (1967) pa celo pri Radovljici. F. Teller (1898) je uvrstil ta tuf v miocensko epoho. Pozneje so L. Rijavčeva, D. Kuščer in F. Cimerman dokazali njegovo oligocensko starost, s tem pa so tudi časovno opredelili andezitni vulkanizem.

V permski periodi so ob periadriatskem lineamentu v Karavankah v severnem, granodioritnem pasu nastali granodiorit, granitni porfir in gabro. Ta lineament je v oligocenu ponovno oživel in dal globočnine južnega, tonalitnega pasu. Med njimi prevladuje biotitni rogovačni kremenov diorit, torej tonalit v pravem pomenu besede. Ponekod se poveča količina biotita za toliko, da prehaja tonalit postopno v biotitni kremenov diorit, drugod pa vsebuje globočnina več ortoklaza in prehaja v granodiorit. Za tonalit je značilna bolj ali manj izrazita paralelna tekstura, zato je podoben gnajsu. Nigglijevi parametri posameznih vzorcev kažejo sicer določene razlike, vendar je za tipični karavanški tonalit značilna izofalna magma s prehodom med peléeitnim in tonalitnim tipom kremenovo dioritne magme (E. Faninger, 1970, 1976).

Karavanški tonalit je mlajši od staropaleozojskih štalenskogorskih skladov in starejši od srednjemiocenskih usedlin ob Velunji in Paki, ki vsebujejo njegove prodnike. Toda že A. Zorc (1955) in I. Štrucl (1970a) sta zapisala, da je nastal ta tonalit verjetno v alpidski orogenezi. Do istega sklepa je prišel tudi E. Faninger (1976). Slednji se je oprl na podatke radiometričnih meritev S. Scharbertove (1975), ki je po metodi Rb/Sr določila za biotit iz dveh vzorcev tonalita starost 28 ± 4 in 29 ± 6 milijonov let. E. Faninger je menil, da izračunana starost biotita ne more biti bistveno manjša od dobe intruzije. Zato je možno, da je skrepenel tonalit južnega pasu v spodnjeoligocenski epohi, morda v pirenejski fazi, njegovo dvigovanje pa se je nadaljevalo do konca miocena.

Karavanški tonalit je nastal torej iz podobne kremenovo dioritne magme kot smrekovški andezit. Ker se ujemata tudi po dobi nastanka v pirenejski fazi, je upravičen sklep, da predstavlja smrekovški andezit predornino iste magme, ki je dala karavanški tonalit.

V bližini periadriatskega lineamenta leži tudi Pohorje. Njegove globočnine in predornine je raziskovala že L. Dolar-Mantuanijeva (1935, 1938 in 1940). Novejše raziskave E. Faningerja (1970, 1973, 1976) so pokazale, da prevladuje v vzhodnem delu masiva biotitni kremenov diorit. Za to globočnino lahko uporabimo ime tonalit le kot sinonim za kremenov diorit. Sestoji v glavnem iz zrn plagioklazov, ki ustrezajo andezinu s 35 % an, ortoklaza, kremena in biotita. Tu in tam je prisotna tudi rogovača. Akcesorni minerali so sfen, epidot in apatit. V zahodnem delu masiva vsebuje globočnina sorazmerno več ortoklaza, tako da gre za granodiorit. Prehod med obema različkoma je postopen. Kemične analize kažejo, da je za poprečno sestavo pohorske globočnine značilen farsunditni tip granodioritne magme.

Po E. Faningerju (1976) karavanški in pohorski tonalit petrografsko nista identična. Magma karavanškega tonalita je diferenciat gabroidne magme, ki naj bi bila izvirala iz zemeljskega plašča. Pohorski tonalit pa je skrepenel iz magme palingenetskega izvora. Na njen razvoj je zelo verjetno vplivala tudi hibridizacija z mafično magmo, torej z enako magmo, iz katere je nastal karavanški tonalit.

Preostane še vprašanje starosti pohorskega tonalita. Številni raziskovalci ga uvrščajo med zgornjekredno in srednjemiocensko periodo. E. Faninger (1970, 1976) je vezal njegov nastanek na laramijsko fazo. Toda G. Deleon (1969) je po metodi Rb/Sr določil, da je biotit iz tonalita star 19 ± 5 milijonov let, kar ustreza spodnjemiocenski epohi. Sicer je možno, da je bil biotit pozneje »pomlajen«, vendar se mi zdi laramijska faza preveč oddaljena. Ker je pohorski tonalit v določeni meri soroden s karavanškim, sta verjetno nastala bolj ali manj sočasno. Po tej razlagi bi skrepenel torej tudi pohorski tonalit v oligocenski epohi, verjetno v obdobju pirenejske faze. Oba tonalita, karavanškega in pohorskega, lahko imamo za sinorogeni globočnini.

Oligocenski magmatizem je bil sterilen. Za to govori dejstvo, da niti globočnine niti predornine hidrotermalno niso spremenjene in ne vsebujejo rude. Tudi niso znana rudišča, ki bi bila v stiku s temi magmatskimi kameninami in njihovimi prikameninami. Bentonit v Celjski kotlini je sicer nastal iz andezitnega tufa (J. Rihteršič, 1958), vendar gre v tem primeru za devitrifikacijo steklastih sestavin tufa in za kemične procese v diagenezi.

## Miocen

Miocensko zaporedje obsega akvitanske, burdigalske, helvetske, tortonske, spodnjesarmatske in spodnjepanonske sedimentne kamenine. Skupno doseže debelino okoli 2200 m.

Akvitanske govške plasti v Posavskih gubah sestoje v spodnjem delu iz lepidociklinskega apnenca in peščenjaka. Više sledita glina s foraminiferami in brakični pesek. Ti skladi so verjetno burdigalski (D. Kušćer, 1967). Helvetski lapor, peščenjak in pesek so našli v tuhinjski in laški sinklinali ter v severovzhodni Sloveniji. V Slovenskih goricah, zlasti severno od Maribora, vsebujejo te plasti tuf in tufit. Helvetske plasti v ribniški sinklinali ter v okolici Slovenj Gradca in Zreč so delno sladkovodne. Rečni sedimenti so verjetno ekvivalent ivniških plasti.

Tortonske sedimentne kamenine so razvite morsko. Gre za lapor, litotamnijski apnenec, peščenjak in pesek v severovzhodni Sloveniji, na Krškem polju in v Posavskih gubah, kjer segajo daleč na zahod (L. Rijavec, 1970; H. Pierau, 1958). V Filovcih v Prekmurju vsebujejo tortonske kamenine sledove nafte in plina. Na tortonskih plasteh leže peščene brakične sarmatske plasti (L. Rijavec, 1970; M. Pleničar, 1954).

V miocensko epoho uvrščajo tudi spodnji del panonskih plasti v Slovenskih goricah, v Pomurju, na Kozjanskem in v Krškem hribovju. Te plasti so sladkovodne in kažejo na začetek umikanja Panonskega morja. Sem štejejo tudi glinasti in peščeni lapor ter kremenov pesek in peščenjak naftonosnega horizonta v petišovskem naftnem polju.

Magmatsko delovanje na Pohorju se je začelo v oligocenski epohi z intruzijo biotitno kremenovega diorita in granodiorita in se je končalo z izlivi dacitne lave v helvetski stopnji. V večjih čokih in v žilah je skrepenel svetlo sivi dacit predvsem v zahodnem delu Pohorja, kjer je prebijal globočnino (E. Faninger, 1973). Dacit ima porfirsko strukturo. Kriptokristalna, redkeje izrazito kristalizirana osnova vsebuje vtrošnike plagioklaza, kremena, rogovače in biotita. Plagioklaz je povečini visokotemperaturen ter spada v območje oligoklaz-andezina (L. Dolar-Mantuani, 1938; E. Faninger, 1970). Dacit

pri Lešah na Koroškem vsebuje tudi granat, v katerem prevladuje sicer almandin, precej pa je tudi grosularja (S. Grafenauer, 1968), ki je nastal verjetno pri asimilaciji apnenca, ko je magma prodirala proti površju. Dacit spremlja ponekod malhit — mafični produkt te vulkanske faze, ki sestoji v glavnem iz plagioklaza in rogovače. Med malhitom in dacitnimi žilninami so postopni prehodi.

Kemična sestava analiziranih vzorcev dacita ustreza farsunditnemu tipu granodioritne magme. Tudi kemizem biotitno kremenovega diorita na splošno ustreza farsunditnemu tipu magme, zato v sestavi magem, ki so dale te kamenine, ni moglo biti bistvenih razlik. Podobno kot magma, iz katere je skrepenel biotitni kremenov diorit, je tudi magma, ki je dala dacit in malhit, palingenetskega izvora (E. Faninger, 1973).

Pohorski dacit je mlajši od pohorskega tonalita, zato je glede nanj subsekventen, ali kot je zapisal E. Faninger (1973) — postsekventen. Ne more pa biti subsekventen glede na tektonski razvoj Vzhodnih Alp, kajti tudi v miocenski epohi se orogeneza še ni končala. Subsekventni magmatizem pa po K. Metzu (1957) v Vzhodnih Alpah manjka.

Ob stiku z dacitom so bili na območju Male Kope razen zgornjekrednega apnenca kontaktno spremenjeni verjetno tudi zgornjekredni lapor, triadni dolomit in filit. Poleg tega so bili tudi orudeni z magnetitom in nekaterimi sulfidi. Med kontaktno-metamorfnimi kameninami je ločil C. Germovšek (1954b) hedenbergitit, granatit, epidozit, marmor in rogovec. Te kamenine so raztresene na površini okrog 10 km², toda le v manjših ločenih telesih, obdanih s predornino; njihova skupna površina je morda le en km² (B. Berce, 1956). Na Planini in v Hudem kotu so v 18. in 19. stoletju odkopavali skarn kot železovo rudo. Po B. Bercetu (1956) gre za visokotemperaturno hidrotermalno rudišče z normalno hidrotermalno paragenezo. Najpomembnejši rudni mineral je drobnozrnati magnetit. Redko je čist, navadno ga spremljajo v večji ali manjši količini pirotin, halkopirit in pirit. Medtem ko so magnetitova in delno tudi piritova zrna bolj ali manj idiomorfna, ali vsaj izometrična, sta pirotin in halkopirit razločno ksenomorfna; vežeta zdrobljene silikate, ali pa tvorita nekoliko večja polja med njihovimi zrni. V teh primerih sta verjetno nadomestila karbonatna zrna.

Pri oksidaciji je bil magnetit martitiziran, pirotin pa je delno razpadel v zelo drobnozrnati agregat, sestavljen iz markazita, pirita in siderita; pri tem je nastala struktura »ptičjega očesa«. Pri oksidaciji halkopirita sta nastala malahit in azurit.

Čeprav je Mala Kopa ekonomsko malo pomembna, je zanimiva zato, ker je edino slovensko magmatogeno rudišče, nastalo v terciarni periodi.

## Pliocen in kvartar

Glede razmejitve miocenskih in pliocenskih plasti si geologi niso edini. Delovna skupina za preučevanje Paratetide pri komiteju za stratigrafijo mediteranskega neogena je leta 1971 uvedla pojem miopliocena. Vanj je uvrstila spodnji del panonskih plasti, kar ustreza pri nas horizontu s polžem *Radix croatica* in horizontu s školjko *Congeria banatica*. Ekvivalent teh horizontov so brakične, tako imenovane prevalencianezijske in spodnje abichi plasti, ki vsebujejo v Petišovcih in Dolini nafto, oziroma plin. Njihova debelina se ceni na okrog 700 m.

Zgornjepanonske ali zgornje abichi plasti in pontske plasti, ki leže na njih, štejejo v pliocensko epoho. Zgornjepanonske plasti so debele 200 m, pontske pa 400 m. Pontske plasti so večidel sladkovodne in bolj peščene kakor zgornjepanonske; dele se na spodnjepontske in zgornjepontske, ki se imenujejo tudi plasti rhomboidea in veljajo za plinski kolektor. Razvite so zlasti v Pomurju in severozahodno od Brežic. Te zelo peščene plasti vsebujejo kongerije in polža *Valenciennius reussi* Hoernes. Navzgor prehajajo plasti rhomboidea v kopenske, večidel rečne naplavine s sladkovodnim polžem *Helix* in školjko *Unio*. Debele so do 800 m in sestoje iz kremenovega proda, peska in leč gline (M. Pleničar, 1954, M. Pleničar in A. Ramovš, 1954).

V Velenju, Kočevju, Kanižarici in Ilirski Bistrici so kadunje sladkovodnih pliocenskih plasti z lignitom, ki so verjetno časovno ekvivalentne s plastmi rhomboidea.

Velik pomen za slovenska rudišča ima rodanska orogenetska faza. Tedaj so se orudene plasti dvignile iz globljih delov zemeljske skorje in z ostalim zaporedjem skladov vred potovale od periadriatskega lineamenta proti jugu in proti severu.

Narivna tektonika je najmočneje vplivala na idrijsko rudišče, ki je pripotovalo od NNE na sedanje mesto z daljave okrog 30 km. Sedaj leži v idrijski luski, ki se je izoblikovala v spodnjem delu žirovsko-trnovskega pokrova. V krovnini rudišča je nariv Tičnice, v talnini pa narivna ploskev kanomeljskega pokrova. Srednjetriadni prelom Karoli deli rudišče na spodnji in zgornji del. V zgornjem delu so orudene langobardske plasti ter v manjši meri tudi anizične in cordevolske. Zaporedje plasti je delno normalno, delno inverzno. V spodnjem delu rudišča so rudonosne mlajšepaleozojske ter spodnjetriadne in srednjetriadne plasti, ki leže v glavnem subvertikalno, delno pa tudi inverzno in normalno (I. Mlakar, 1967; L. Placer in J. Čar, 1975).

Ko so idrijski geologi rekonstruirali srednjetriadni položaj rudišča in ocenili njegovo prvotno velikost, so prišli do sklepa, da se je pri narivanju izgubila približno ena četrtina rudišča. Verjetno je ostala nekje na poti med Jelovico in Idrijo. Za ta del rudišča se še ne ve, ali je ostal nekje pokrit, ali pa je bil že odnesen.

V žirovsko-trnovskem pokrovu se nahaja tudi bakrovo rudišče Škofje ter rudni pojavi v Novinah, Šebreljah, Otaležu, Masorah, Sovodnju in Hobovšah. Orudeni grödenski skladi so se nagubali skupaj z njihovo talnino in krovnino. Nato so nastale tri luske, ki so bile narinjene druga na drugo prek podlage iz triadnih kamenin (F. Drovenik in sod., 1972). V teh luskah leže nekatere plasti normalno, druge inverzno. Zvečine imajo smer NE—SW in vpadajo pod kotom 30° proti NW. Inverzne plasti ene izmed lusk so orudene. Med orogenezo so bili mobilizirani poleg kremena tudi karbonatni minerali; nastale so kremenove, karbonatne in kremenovo-karbonatne žile z značilno progasto teksturo.

Z nižjim delom grödenskih skladov v žirovsko trnovskem pokrovu je pripotovalo tudi uranovo rudišče Žirovski vrh. Prvotna narivna ploskev je imela različne vpade, toda ni verjetno, da bi vpadala pod kotom 60° proti SW, kot je to navedel V. Omaljev (1967). Ta strma dislokacija je lokalna deformacija prvotno bolj položne narivne ploskve. Orogenetski premiki so nagubali ter deformirali rudonosne permske plasti ter prizadeli tudi rudna telesa, razvrščena v dvojni »S« strukturi (sl. 14, E. Lukacs in A. P. Florjančič, 1974).

Podobno kot v Škofjem, so tudi na Žirovskem vrhu v tem času nastale kremenove, kremenovo-karbonatne in karbonatne žile s progasto teksturo.

Svinčevo-cinkova rudišča Bohor, Ledina, Martinja vas, Mokronog, Stranje, Škovec, Trebelno in Zabukovje leže v spodnjetriadnih plasteh dolskega nariva, ki je bil s severa narinjen na Zunanje Dinaride. Dolžina narivanja znaša okrog 10 km.

Severno od periadriatskega lineamenta se razteza severni apneniški pas Karavank. Tu so bile triadne in jurske plasti potisnjene za več kilometrov proti severu. I. Štrucl (1970a) je ločil tri tektonske enote: jazbinsko cono, centralno cono in severno narivno cono. Najbližja periadriatskemu lineamentu je jazbinska cona, ki predstavlja tektonski jarek in sestoji v glavnem iz karnijskih in noriških plasti. Tektonsko vzdignjene grude centralne cone sestoje večidel iz ladinskega apnenca, ugreznjene pa iz karnijskih in noriških plasti; ponekod sega na površje tudi ladinski apnenec. Severna narivna cona sestoji iz triadnih in jurskih plasti in leži na paleozojskem skrilavcu in na miocenski glini.

Mežiško rudišče leži v centralni coni, ki so jo prelomi v smeri sever—jug razdelili na grude. Vertikalni premiki ob prelomih presegajo ponekod 1000 m. Centralna rudišča mežiškega rudnika so v tektonskem jarku, ki ga omejuje na jugu naveršnikov prelom, na severu godčev prelom, na zahodu prelom Peca na vzhodu šumahov prelom. Med prelomom Peca in šumahovim prelomom je še več drugih, bolj ali manj vzporednih prelomov; verjetno so bili nekateri aktivni večkrat. Presekali so tudi plastovna rudna telesa. Marsikje so ob njih v zdrobljenih conah kristalizirali rudni minerali ter kalcit in dolomit. Tako so verjetno nastala diskordantna rudna telesa, med njimi tudi unionski sistem. V tektonskem jarku vzhodno od Ladinkovega preloma je revir Mučevo, v grudi Pece rudišče Peca, v jazbinski coni pa revir Graben.

V srednjepliocenski epohi se je začelo v Sloveniji neotektonsko obdobje. U. Premru (1976) je ločil dva ciklusa. Prvi ciklus se je začel potem, ko so prelomi s smerjo NW—SE razkosali spodnjepliocenski peneplen. V srednjem delu srednjega pliocena je bil aktiven prelomni sistem N—S; ob prelomih so bile dvignjene ali spuščene posamezne grude za 100 do 1000 m. Tedaj so nastale udorine pri Kočevju in Kanižarici, zapolnjene s srednjepliocenskimi usedlinami. Sledil je prelomni sistem SW—NE. Z njim v zvezi je transgresija Panonskega morja na območju Bizeljskega.

V zgornjem delu srednjepliocenske epohe se je ponovno aktiviral sistem NW—SE, ki je zajel vso Slovenijo. Sestoji iz dveh divergirajočih sistemov z vpadi tektonskih con od 60 do 90°. Prelomna sistema sta nastala zaradi longitudinalne kompresije iz smeri NW. Vertikalna komponenta premika je znašala 50 do 300 m, horizontalna pa 100 do 3000 m. V tej fazi so bili aktivni številni prelomi, med njimi idrijski, raški, kranjski, dobrepoljski, žužemberški in savski.

V srednjem delu zgornjepliocenske epohe je bil v Južnih Alpah aktiven prelomni sistem W—E. Zaradi delovanja zunanje kompresijske sile se je ozemlje najprej nagubalo. Na temenih gub so nastali gravitacijski prelomi, na južnih krilih gub pa reverzni. Skoki znašajo 30 do 1000 m. Tudi v tej fazi so bili aktivni številni prelomi, npr. tuhinjski in polšniški.

Med srednjim delom srednjepliocenske epohe in začetkom günškega glaciala so zadnjič oživeli regionalni transkurentni prelomi, po vsej verjetnosti globoki: labotski, smrekovški, šoštanjski, donački, ormoški in ljutomerski. Vertikalni

premiki ob posameznih prelomih znašajo 50 do 700 m, horizontalni pa 5 km do 20 km.

Prelomni sistem SW—NE je v zgornjem delu zgornjepliocenske epohe dvignil v stopničasto grudo Gorjance. Isti sistem je bil aktiven na ozemlju celotne Slovenije v günškem glacialu in günško-mindelskem interglacialu.

Z mindelskim glacialom se je pričel drugi neotektonski ciklus, ki traja še danes. Na območju Slovenije so bili reaktivirani prelomi in prelomni sistemi, ki so bili aktivni že prej. Zadnja faza, ki je sedaj aktivna v seizmičnih conah Slovenije, povzroča premike ob sistemu N—S. Gre za vertikalne in subvertikalne normalne prelome s skoki do 20 m. Med drugimi so aktivni ljubljanski, brežiški in čepovanski prelom.

V pliocenu je zaživela najmlajša magmatska faza v Sloveniji. Središče vulkanske aktivnosti, ki je dala anorogenski bazalt, je bila v okolici Gleichenberga na Avstrijskem. Na naši strani prihajajo na površje le manjše golice bazaltnega tufa in tufita v okolici Grada v Prekmurju. Tufske plasti leže med prodom in peskom na mejnem območju med zgornjim in spodnjim pliocenom (M. Pleničar, 1970). Po A. Hinterlechner-Ravnikovi sestoji klastični vulkanski material iz zrn bazaltnega stekla, v katerem so kristali avgita, olivina, bazaltne rogovače in redko plagioklazov. Pogosten je tudi kremen, ki pa predstavlja sedimentno primes. Značilne so olivinove bombice centimetrskih dimenzij, ki jih obdaja tanka plast votličastega bazalta. Po A. Winklerju (1927) je kemizem pliocenskega vulkanizma izrazito bazalten, nediferenciran. Bazalt je sorazmerno bogat s kalijem, torej pripada atlantski magmi.

V pliocenu pri nas ni bilo pogojev, pri katerih bi v pomembnejših količinah nastali ali se koncentrirali rudni minerali. Le rečne naplavine Drave in Mure vsebujejo nekaj zlata, ki so ga primitivno izpirali. Zgornji del prodnih naplavin na Dravskem in Ptujskem polju je pleistocenski, spodnji pa pliocenski. V pliocenskem produ prevladuje dobro zaobljen droben kremenov prod, v pleistocenskem pa se debelejšemu kremenovemu produ pridružijo prodniki magmatskih in metamorfnih kamenin. V pleistocenski epohi je bila transport krajši in so se zato ohranili tudi prodniki mehkejših metamorfnih kamenin. Debelina prodnih naplavin je bila v Zlatoličju izmerjena 26 m, pri Forminu pa 8 do 9 metrov; Zlatoličje leži namreč na visoki pleistocenski terasi, Formin pa na nizki, delno že holocenski (L. Žlebnik, 1967).

Debelina kvartarnih murskih naplavin znaša pri Konjišču 7 m, pri Babincih 16 m in pri Murskem gozdu v okolici Lendave 24 m.

Pred drugo svetovno vojno so raziskovali dravske zlatonosne naplavine pri Fali, niže Ptuja pri Sv. Marku in murske v neregulirani strugi pri Vučji vesi in na Dolnji, Srednji in Gornji Bistrici. Po Morganu in Duhovniku je bila vsebnost zlata precej pod ekonomsko mejo. V gramu koncentrata so našteli 40 000—200 000 luskic, ki so vsebovale v naplavinah Drave 89 % zlata, v naplavinah Mure pa 84,3 %. Zlato izvira verjetno iz Nizkih, predvsem pa iz Visokih Tur, kjer so odkopavali v preteklosti več žilnih rudišč zlata (H. Schneider-hön, 1941).

Na Bohinjskih pobočjih, na Pokljuki in Jelovici so površinske in podzemeljske vode nanesle rdečo ilovico, pomešano z bobovcem v zakraseli triadni apnenec. Kraške vrtače, jame in podzemeljske vodne poti so bile različnih oblik in veli-

kosti. S površja so segale večje jame 50 do 250 m globoko. Nabiralci rud so v njih nabrali za bohinjske, železniške in kroparske fužine po pet ton in celo po tisoč ton železove rude. Železarjenje v Bohinju se je začelo menda že v predzgodovinski dobi. Železnike pa so naselili s furlanskimi in nemškimi fužinarji brižinski škofje, ko so dobili leta 1277 na svojih posestvih rudarske pravice. V Bohinju je ugasnila zadnja peč leta 1891, v Železnikih pa so fužine nadomestili z žagami okrog leta 1909.

Limonitne konkrecije vsebuje tudi pliocenska in pleistocenska jerina v kraških vrtačah v zgornjekrednem in jurskem apnencu na Gorjancih, pri Vodenicah pri Ržišču nad Kostanjevico ter med Jordankalom in Golobinjekom. Posamezne konkrecije so velike 20 cm (M. Pleničar in U. Premru, 1977). Podobno velja za limonitne konrekcije v pliocenskih in kvartarnih sedimentih v okolici Ribnice (S. Buser, 1974a). V okolici Mirne na Dolenjskem je znana manganova ruda v pleistocenski glini.

Deformacija naših rudišč se je nadaljevala v neotektonskem obdobju. Idrijsko rudišče so razkosali subvertikalni prelomi s horizontalnim desnim premikom blokov. Najpomembnejša sta idrijski prelom, ki omejuje rudišče na severovzhodu, in prelom Zala na jugozahodni strani. Ob idrijskem prelomu je bil severovzhodni del idrijskega rudišča premaknjen proti jugovzhodu. Leta 1962 so z vrtino 12/62 našli ta del rudišča v Ljubevški dolini. Nadaljnje raziskave s površja zaradi precejšnje globine 600 do 700 metrov ne bi bile smotrne, zato so konec leta 1965 pričeli kopati raziskovalno progo s 14. obzorja stare jame proti rudišču Ljubevč. Dne 22. junija 1971 so točno 463 let po odkritju cinabaritne rude pod Prontom (na dan sv. Ahaca leta 1508) dosegli idrijski prelom ter orudene grödenske in spodnjeskitske plasti v Ljubevču, premaknjene ob idrijskem prelomu za 2,5 km proti jugovzhodu. Rudišče Ljubevč leži na severovzhodni strani idrijskega preloma, ki ima smer NW—SE in vpada pod kotom 73° proti NE (L. Placer, 1974, neobjavljeno poročilo).

Narivna in razlomna tektonika sta deformirali in raztrgali nekatera idrijska rudna telesa. Ruda je bila zdrobljena, cinabarit je ob narivnih ploskvah rekristaliziral. Ob prelomih se najde celo cinabaritni milonit. Drugod so nastale v živosrebrovi rudi razpoke, delno zapolnjene s kremenom, kalcitom, dolomitom in organsko snovjo, pogosto tudi s cinabaritom. Tako so nastale epigenetske žilice npr. v rudi v plasteh skonca.

V bakrovem rudišču Škofje so rudne in jalove plasti razpokane v različnih smereh. Vertikalni in subvertikalni prelomi s smerjo NW—SE in N—S so razkosali rudišče na bloke. V jalovem in orudenem peščenjaku so bili mobilizirani kremen, karbonati, albit in rudni minerali, v odprtih razpokah in porah so nastale kremenove, kremenovo-karbonatne, karbonatne in celo albitne žilice, ki vsebujejo v rudnih plasteh pogosto tudi rudne minerale. V mlajših razpokah so se lepo razvili kristali kremena, karbonatov, albita, pirita in halkopirita (M. Drovenik, 1970). Le najmlajši prelomi in razpoke ne vsebujejo niti jalovinskih niti rudnih mineralov.

Tudi v uranovem rudišču Žirovski vrh so prelomi ponekod za več metrov premaknili grödenske sklade in rudne leče. Razpoke so zapolnili, podobno kot v bakrovem rudišču Škofje, predvsem kremen in karbonati; tako so nastale kremenove, kremenovo-karbonatne in karbonatne žile. Tam kjer sečejo žile

rudne plasti, vsebujejo tudi sulfide, predvsem halkopirit in pirit. V mlajših razpokah sta kristalizirala kremen in kalcit. Posebno zanimive so kalcitne žilice s piritom. Kalcit tvori lepo razvite kristale, velike do 1,5 cm, ki vsebujejo pirit, in tudi prekriva jih piritni oprh.

V mežiškem rudišču so terciarni prelomi vzporedni z glavnimi tektonskimi smermi NNW—SSE, NNE—SSW in W—E. Med njimi so najbolj izraziti helenski, stropni in pikov prelom, ki so razkosali ladinske, karnijske in noriške plasti in rudna telesa. Gre verjetno za večkrat oživljene prelome, kakršni npr. sečejo sistem orudenih unionskih prelomov (sl. 91). Ti prelomi imajo enako smer in vpad kakor rudna telesa. Zaradi tektonskih premikov je nastalo v bogati svinčevi rudi tu in tam »svinčevo ogledalo«; dokaj pogosten je tudi rekristalizirani galenit s strukturo »svinčevega repa«, ki ga je opisal že M. Munda (1938). V teh, najmlajših prelomih so nastali ponekod lepo oblikovani kalcitni kristali, ki ne kažejo nobenih deformacij.

Neogena tektonika je vplivala tudi na svinčevo-cinkovo rudišče Puharje, ki leži v južnem krilu šoštanjskega preloma (M. Iskra, 1969).

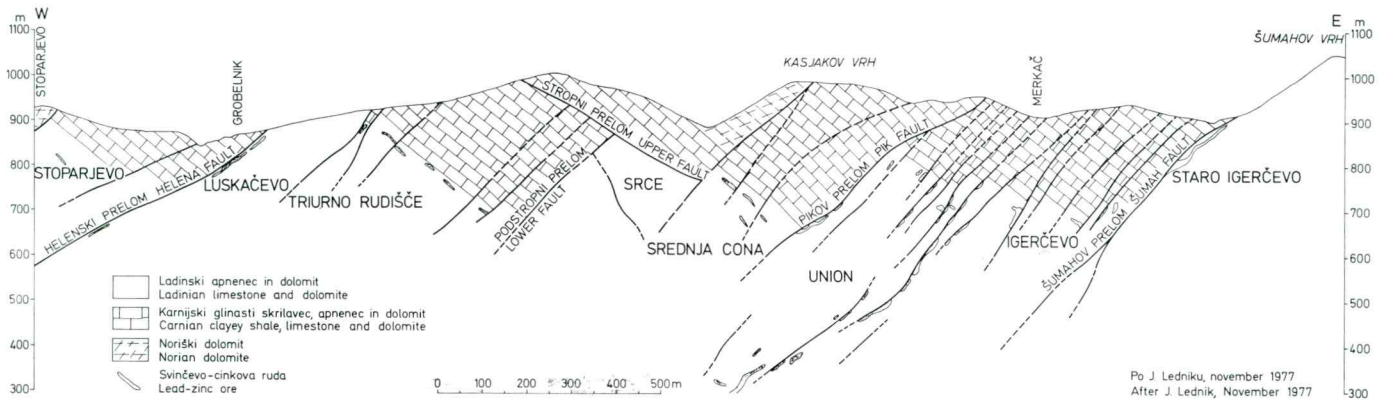
V pliocenski epohi in kvartarni periodi je erozija odkrila več rudišč, drugod pa stanjšala krovninske plasti. Na golicah ter vzdolž zdrobljenih con, prelomov in razpok so se zaradi površinske vode spremenili fizikalno-kemični pogoji in prvotni rudni minerali niso bili več obstojni. Spremenili so se predvsem zgornji deli rudišč.

V bakrovih rudiščih v grödenskih klastitih so nastali v coni oksidacije malahit, azurit, železovi hidroksidi in hrizokola, v coni cementacije pa halkozin, digenit in covellin. Prvotni bornit je navadno razpadel, v njem so se pojavile poleg digenita in covellina tudi tanke lamele cementacijskega halkopirita, razvrščene po njegovi strukturi. Razpadli bornit vsebuje večkrat tudi idait.

V zgornjem delu uranovega rudišča Žirovski vrh je našel D. Radusinović (1967) autunit, torbernit, meta-torbernit, fosfuranilit-renardit, dumontit, gummit, arzenolit in sekundarne minerale, ki so nastali pri razpadu bakrovih in železovih sulfidov. T. Dolenc in njegovi sodelavci (1979) pa so določili še tyuyamunit, francevillit, uvanit, renardit, $\beta$-uranotil, uranopilit, johannit in zippeit.

V svinčevo-cinkovih rudiščih, predvsem v tistih, ki leže v karbonatnih plasteh, je bil galenit delno spremenjen v cerusit in podrejeno v anglezit, sfalerit pa v smithsonit in v manjši meri v hidrocinkit. Medtem ko tvori cerusit praviloma psevdomorfoze po galenitu, tvorita smithsonit in hidrocinkit tudi žilice. Oba sekundarna cinkova minerala sta precipitirala v mlajših razpokah, ki vsebujejo tudi kristale kalcita in dolomita. Tovrstne spremembe so pogostne v Mežici, Puharju in v svinčevo-cinkovih rudiščih v skitskih plasteh. Drugotni minerali v Mežici so tudi descloizit in molibdenova okra (A. Zorc, 1955), minij, massicot in lithargit (S. Grafenauer, 1959) ter goslarit in melanterit (I. Štrucl, 1965). Po A. Zorcu (1955) so površinske vode prinašale iz krovninskih karnijskih plasti tudi molibden. Tako je nastal predvsem v zgornjih delih nekaterih mežiških revirjev wulfenit.

V antimonovih rudiščih je bil zaradi oksidacije antimonit spremenjen v stibikonit, cervantit, senarmontit, velentinit in v kermezit, ruda pa vsebuje še goethit in lepidokrokit (S. Grafenauer, 1964; M. Bidovec, 1979).




Sl. 91. Pregledni prečni profil skozi mežiška rudišča (po J. Ledniku, 1977).

Fig. 91. General cross section trough the Mežica ore deposits (After J. Lednik, 1977).

## Sklepna beseda

V Sloveniji sledijo in odkopavajo različne rude že vsaj 2500 let. To dokazuje med drugim vaška situla iz poznohallstattske dobe. V tem času so našli večino rudišč, ki so imela izdanke. Morda ima pri nas najdaljšo rudarsko zgodovino prav bakrova ruda v Vačah. Sledi ji železova ruda iz keltskih in rimskih časov v okolici Jesenic, Vač in Žužemberka. Ta ruda je bila zelo dobre sestave in je predstavljala podlago za razvoj našega fužinarstva še v srednjem in v novem veku, saj navajajo za konec železarstva v Dvoru pri Žužemberku leto 1893, jeseniška železarna pa dela še danes, vendar z uvoženo rudo. Napredek v tehnologiji pridobivanja železa zahteva namreč poleg kakovosti tudi ustrezno količino, ki je pa gorenjska in dolenjska rudišča ne morejo dati. V zvezi s tehnološkim napredkom je vredno posebej omeniti dve rudi, sideritovo iz Savskih jam in manganovo z Begunjščice. Iz njiju je v letih 1872/74 izdelal sposoben fužinar v javorniškem plavžu zrcalovino z visokim odstotkom mangana. Glas o tem uspehu kranjskega fužinarstva je šel takrat po vsem svetu, saj je bil to prvi ferromangan z visokim odstotkom mangana, izdelan v plavžu.

Poleg bakrovih in železovih rudišč kaže metalogenetska karta v plasteh različnih starosti tudi rudišča svinca in cinka ter živega srebra in antimona. Med večja rudišča štejeta le Idrija in Mežica. V Idriji so pričeli kopati živosrebrovo rudo pred 500 leti. Že ta dolga obratovalna doba kaže, da je bilo idrijsko rudišče eno izmed najpomembnejših na svetu. Mežica pa velja za eno večjih svinčevo-cinkovih rudišč na alpskem prostoru, saj obratuje že 300 let. To pomeni, da so obstajali na območju Slovenije v geološki preteklosti pogoji za nastanek velikih koncentracij rudnih mineralov.

Uranova ruda je v Sloveniji po dosedanjem raziskovanju omejena na sive in zelene klastične grödenske kamenine s posameznimi vložki rdečih različkov. Najdena je bila sorazmerno pozno — šele leta 1960, ko je bila na Žirovskem vrhu prvič izmerjena radioaktivna anomalija, tj. višja vrednost radioaktivnega sevanja, kot ustreza naravnemu ozadju.

Pri nadaljnjem raziskovanju je treba računati z možnostjo skritih rudišč, ki jih doslej nismo našli bodisi zaradi globine in komplicirane tektonike, ali zaradi drugih posebnih okoliščin. Živosrebrovo rudo v Ljubevču, v neposredni bližini Idrije, so npr. odkrili 483 let pozneje kot idrijsko rudo. Predvsem pa je treba upoštevati nove vrste rud, kakršnih doslej sploh še iskali nismo, čeprav segajo njihove plasti celo na površje. Raziskovalne metode moramo v bodoče še bolj prilagojevati ustrezno okoliščinam.

Nadalje je treba upoštevati, da se svetovno tržišče s surovinami vedno bolj zapira, medtem ko cene kovin rastejo, nekatere celo skokovito, npr. cene urana. Pri takšnih pogojih se moramo bolj kot doslej opreti na domačo surovinsko bazo in jo še povečati. To pa narekuje intenzivnejše delo, uvajanje novih raziskovalnih metod in seveda večja finančna sredstva. Toda raziskovanje skritih rudišč bo uspešno le tedaj, če bomo pravočasno dognali, v kakšnem okolju so nastala rudišča, ki jih izkoriščamo danes, oziroma so jih izkoriščali v preteklosti. Kdor se ukvarja z raziskavami, ve, da zahtevajo npr. magmatogena hidrotermalna rudišča drugačno metodologijo kakor rudišča, nastala sinsedimentno in diagenetsko. Zato sem skušal čimbolj objektivno razložiti nastanek posameznih rudišč in njihovih skupin. Ni bil moj namen tu razpravljati o teorijah kristalizacije rudnih mineralov iz hidrotermalnih raztopin ali o možnosti njihovega nastanka v dia-

genezi. Prav tako nisem naših rudišč primerjal z drugimi, razen v posebnih primerih, čeprav so bili v določenih dobah na večjem prostoru enaki pogoji za nastanek podobnih rudnih koncentracij. Sestavek bi bil predolg, poleg tega pa bi se podatki za naša rudišča izgubili v poplavi drugih navedb. Moj glavni namen je bil, posvetiti vso pozornost postopnemu nastajanju domačih rudišč. Zavedam se, da pomenijo tudi moje interpretacije nastanka slovenskih rudišč le določeno stopnjo v razvoju. Nadaljnje raziskave bodo pokazale, koliko je ta stopnja bližja dogajanjem v geološki zgodovini in današnjemu stanju.

**Zahvala**

Študijo o nastanku slovenskih rudišč z metalogenetsko karto sta omogočila Raziskovalna skupnost Slovenije in Geološki zavod, za kar jima gre iskrena zahvala.

Pri oblikovanju raznovrstne vsebine in grafične izvedbe dela je avtorjem pomagalo več sodelavcev s fakultete za naravoslovje in tehnologijo univerze Edvarda Kardelja, Geološkega zavoda, Inštituta Boris Kidrič, Inštituta Jožef Štefan ter z univerze v Beogradu. Zahvalo smo dolžni zlasti M. Bidovcu, prof. dr. J. Duhovniku, dr. J. Fegešu, C. Gantarju, A. Gogalovi, K. Gradu, A. Hinterlechner-Ravnikovi, M. Karerjevi, prof. dr. Z. Maksimoviću, J. Pezdiču in U. Premruju.

# The origin of Slovenian ore deposits

## Summary

An attempt has been made to interpret the multistage origin of the ore deposits of Slovenia in chronological order in relation to the geological history of the country.

### Early Paleozoic era

The oldest ore bearing beds in Slovenia are the metamorphic rocks of Pohorje and Kozjak which belong to the Eastern Central Alps. They were derived from the sediments and products of the initial volcanism which filled during the Early Paleozoic era the large geosyncline in the region of the Alpides. During the subsidence of the geosyncline the deeper buried rocks were folded and metamorphosed. The progressive regional metamorphism terminated with the retrograde metamorphism. The problem of stratigraphy of our metamorphic rocks and the age of their metamorphism has not been solved completely yet. Metamorphism probably started already in the Baikalian orogeny, and continued during the Caledonian-Variscan orogeny. The metamorphic rocks overlain by quartz-sericite phyllite are probably Pre-Ordovician, and perhaps even of Precambrian age. The Magdalensberg beds which overlie the mentioned phyllite were deposited probably during the period of Middle Ordovician-Lower Devonian.

Already during the Early Silurian period the influence of the Periadriatic lineament became apparent. In the territory of Slovenia it is represented by several parallel faults which had different functions in different geological ages. During the Middle Triassic period the Periadriatic lineament might have been a subduction zone. At the boundary between Cretaceous and Tertiary periods it was represented by a system of right transcurrent faults, and during the Oligocene epoch and at the end of Miocene epoch it was the root region of overthrusts; north of the lineament the overthrusting was directed towards the north, and south of it southwards.

In metamorphic rocks are interesting the lead-zinc-copper deposit Okoška gora in the southern foothills of Pohorje, and the polymetallic ore deposit Remšnik in the southern slopes of Kozjak. At Okoška gora occurs mostly an ore-bearing breccia in which ore minerals represent crystalloblasts due to the influence of regional metamorphism (fig. 1). This is the oldest lead-zinc-copper ore deposit of Slovenia. Spectral analyses of ore minerals indicate a heterogeneous geochemical association, and mass-spectrometric analyses the juvenile origin of

sulfur. Possibly, the ore-bearing solutions were derived from the same magma chamber as the keratophyre which was later metamorphosed.

Of more economic importance was the polymetallic ore deposit Remšnik in which lenticular concordant ore bodies were mined. In total, several hundred tons of lead, zinc, and copper were mined. According to trace elements and the isotopic composition of sulfur the Remšnik ore is nearest to that of Okoška gora. It should be mentioned, however, that it is highest in silver and bismuth among all lead-zinc ores in Slovenia. The genesis of Remšnik is still questionable. Some authors support its magmatic-metasomatic, and others the volcanogenic-sedimentary origin (figs. 2, 3).

The Magdalensberg beds are mineralized with lead and zinc in the Velunja valley. According to the mineral composition and geochemical paragenesis, the occurrences in the Velunja valley approach the veinlike lead-zinc deposits in Carboniferous-Permian beds of the Sava folds. On Hamunov vrh there were prospects and some mining of iron ore in Magdalensberg beds. Three diabase lenses contained magnetite bodies which were formed during the separation of liquid basic magma.

Lower Devonian beds outcrop in the Karavanke Alps in the surroundings of Jezersko. Upper Devonian beds are also exposed, but only locally.

## Late Paleozoic era

At Stegovnik ore occurs at the contact of Upper Devonian reef limestone and Lower Carboniferous clastic beds. Devonian and Carboniferous rocks are silicified along the contact (fig. 4), and they contain ore minerals, mostly sphalerite, tetrahedrite, and galena (fig. 5). Spectral analyses of tetrahedrite show enrichment, especially of silver and nickel contents. Similar deposits were found along the contact of Devonian and Carboniferous beds also in the Carnian Alps; where they were explained by extrusive-sedimentary ore associated with the Carboniferous spilite-keratophyric volcanism. The total length of the zone of ore occurrences along the contact of Devonian and Carboniferous beds amounts to almost 140 km.

In the Upper Carboniferous beds of the Orenburgian stage occur small deposits of iron ore. They were mined in two belts, one between Jesenice and Tržič, and the other near Vitanje. In both belts ore bodies were mostly lenticular embedded in limestone or in clastic beds. In the first belt about 250,000 tons of sideritic ore were mined in Savske jame, Belščica, and Lepena. In the Vitanje belt iron ore was mined at Bric, Brdce, Felicijan, and in the surroundings of Gloše, Češnjice, and Kamna Gorica. To these deposits the hydrothermal-metasomatic origin was ascribed. However, considering that ore bodies occurred in both belts in the same stratigraphical-lithological horizon, and taking into account certain ore textures in Savske jame and Vitanje belt, sedimentary origin of iron ore in both belts seems more probable.

In the Sava folds the oldest rocks consist of a sequence of dark gray slate, light gray fine grained quartz sandstone, and quartz conglomerate. These beds were ranged first into the Carboniferous period. Later some ranged them into the Carboniferous-Permian, and others into the Lower Permian, i. e. into the Trogkofel stage. Evidence for a faultless classification of the sequence is stil

insufficient. Until the age of these beds has been well determined, we shall range them into Carboniferous-Permian.

In the wider surroundings of Ljubljana in Carboniferous-Permian beds copper, iron, and lead ores were mined and melted already in prehistoric times. In the New Ages Litija was the mining center with one of the most important ore potentials in the Eastern Alps. Locally lead and zinc ore contained cinnabar and barite in economical quantities. It occurred in concordant and discordant veins. Between Hrastnica near Medvode in the west, and Pecelj at Sevnica in the east, more than 40 deposits occur at a length of about 80 km, most of them in the Litija anticline.

They are meso-epithermal ore deposits which are not exactly dated yet. We consider that their age determination should be performed primarily on the basis of their position in the geological setup of the Sava folds. These deposits are closely related to the Carboniferous-Permian beds. Ore veins of this kind were not found in the Middle Permian beds, although they overlie often the ore-bearing Carboniferous-Permian beds. They occur neither in Triassic nor in younger beds, with the exception of Pleše, where Triassic carbonate rocks are mineralized with barite — but only along the contact with ore-bearing Carboniferous-Permian beds. Ore at Pleše could be explained by mobilization of barite from Carboniferous-Permiam beds into the Triassic ones.

Ore veins were filled before the deposition of Middle Permian beds, and they are genetically associated with the Lower Permian magmatism, which furnished in Eeastern Alps quartz porphyry and keratophyre. True, outcrops of these rocks have not been found in Slovenia yet, but their pebbles and fragments are a frequent component of the Permian Val Gardena beds.

According to mineral composition four groups of ore deposits can be distinguished. To the first group can be ranged the mesothermal deposits Češnjice, Zlatenek, and Ponoviče; their characteristics is a simple paragenesis, and the principal ore mineral is sphalerite (fig. 6). The second group comprises most of the ore veins. They contain lead-zinc ore with prevailing galena. Typical representatives of this group are Zavrstnik, Maljek, and Zagorica. Ore minerals crystallized in the sequence sphalerite-chalcopyrite-tetrahedrite-galena. Veins often contain barite and also some quartz. Their country rock is in places silicified (figs. 7 and 8).

Economically most important was the third group of ore deposits characterized by ore veins with a heterogeneous paragenesis. Next to galena and sphalerite they contained also chalcopyrite and cinnabar, as well as locally barite in economical quantities. Such ore was mined especially at Litija, Knapovže, and Pleše. The highest ore reserves existed at Litija, where about 50,000 tons of Pb, 1 ton of Ag, 42.5 ton of Hg, and about 30,000 tons of barite were extracted. Vertically in veins the ore and the gangue minerals were zonally distributed. In the upper parts barite prevailed, accompanied by galena and cinnabar. Below, first an abundance of barite diminished, and then also of galena. At the same time sphalerite appeared. Its abundance increased with depth, and it became the main ore mineral accompanied by quartz. Veins then terminated downwards in barren quartz roots.

Into the fourth group only one ore deposit was placed, the Marija Reka mercury ore deposit. The main ore mineral is cinnabar. In lesser quantities

occur also other ore minerals characteristic for Pb-Zn ore deposits of the Sava folds, as discussed above.

Typical for the vein deposits of the Sava folds is a slight enrichment of sphalerite in cadmium, cobalt, copper, and gallium, as well as enrichment of galena in silver, copper, and antimony. The isotopic composition of sulfur in sulfides from various ore deposits is rather similar. The main characteristic are close ranges of the $\delta S^{34}$ value around 0.0 ‰, which is an indication of the juvenile origin of sulfur.

In the Carboniferous-Permian beds of the Sava folds also antimony ore was mined. Ore veins and lenses occurred only in the Trojane anticline between Trojane and Znojile in an about nine kilometers long belt. In the Kralj and Zinka adits, at Perhavec and Znojile, about 4,000 tons of antimony were extracted in total. Next to stibnite (figs. 9 to 12) the ore contains also other ore minerals, but in small quantities only. Considering the geochemical paragenesis and the isotopic composition of sulfur, these antimony vein deposits can be logically associated with other vein deposits in Carboniferous-Permian beds of the Sava folds.

South of the Periadriatic lineament the Permian beds occur in carbonate and clastic development, and north of it only in clastic one. Above the clastic Carboniferous beds in the Karavanke Alps the Trogkofel Pseudoschwagerina limestone was deposited. In the Trogkofel limestone occurs the lead-zinc deposit Korošica with the ore displaying pronounced colloidal structures and textures (fig. 13 a, b). In this respect it differs from other lead-zinc deposits in Slovenia.

From the metallogenic point of view the Permian clastic Val Gardena beds are of an essentially higher importance, since they contain the uranium ore deposit Žirovski Vrh and the copper ore deposit Škofje. The Val Gardena beds attain their maximum thickness in the Žirovski Vrh area. In their lower part, which is 200 to 250 m thick, prevail gray and green coarse and medium grained sandstone along with conglomerate and conglomeratic sandstone. Sheets and beds of red rocks are rare. In the upper part, 350 to 400 m thick, predominate red medium and fine grained sandstone and siltstone. In this part of the lithological sequence occur also beds of gray and green varieties. Geological evidence indicates that the Val Gardena beds were deposited in an arid climate on land: their lower part represents deposits of river bed, and the upper part deposits of flood plain. Especially the red clastic beds occur also in the Škofja Loka and Polhov Gradec hills, and in the Karavanke Alps. Fragments and pebbles of the clastic beds are derived from igneous, sedimentary, and metamorphic rocks. The gray and green Val Gardena sandstone shows evidence of diagenetic, epigenetic, and retrograde-epigenetic alteration. Under the microscope growth of detritic quartz, plagioclase and orthoclase grains, authigenic albite grains, and also several generations of quartz and carbonate minerals can be seen among others. Alterations occurred at temperatures attaining 200° C.

The uranium ore deposit Žirovski vrh lies in gray-green clastic rocks which contain intercalations of red varieties. In this part of the lithological sequence four rhythms can be distinguished. The lower rhythm lies unconformably on Carboniferous-Permian beds. It consists largely of obscurely bedded basal conglomerate and of conglomeratic sandstone. Sandstone and conglomerate of the second rhythm are locally well bedded, and they contain traces of ura-

nium ore and of sulfides. In the third, ore-bearing rhythm sandstone predominates above conglomerate; it is characterized by cross bedding. The fourth rhythm consists of medium and coarse grained sandstone which in places contains also pitchblende and various sulfides (fig. 14).

The ore-bearing horizon of the third rhythm is 30 to 60 m thick. It is devided by lenticular intercalations of red shaly sandstone into the lower and upper part. Until now above 100 lenticular ore bodies have been found which are very irregulary distributed.

The most important ore mineral is pitchblende. It occurs in grains in the cement of sandstone. On the average these grains are about 10 $\mu$m thick, and they occur individually, or appear associated into small, irregular lenses (figs. 15, 16, 18, 19, and 20). In very rich ore pitchblende forms most of the cement, and detric grains "float" in it (fig. 17). It is accompanied by sulfides which in several ore bodies achieve even 5 %. Pyrite prevails which is characterized by "mineralized bacteria" (fig. 21). Also pseudomorphs of pitchblende and pyrite after plant remains have been found. In smaller quantities occur as primary minerals also galena, sphalerite, chalcopyrite, arsenopyrite (fig. 22), and tennantite.

Žirovski vrh is a sedimentary ore deposit. Pitchblende and sulfides precipitated in the reducing environment which was generated by decomposition of organic remains and metabolism of anaerobic bacteria. A part of uranium and a large part of sulfide grains were later remobilizied (figs. 23 to 26). The geochemical paragenesis comprises beside uranium also arsenic, copper, lead, zinc and vanadium. The mass-spectrometic analysis of the sulfur isotopic composition shows a strong enrichment in $S^{32}$ with a very wide variation of $\delta S^{34}$ which attains almost 40 ‰. This is regarded as evidence of biogenic origin of sulfur.

In the surroundings of Škofja Loka there are occurrences of uranium ore in Selca Valley at Sv. Tomaž and Sv. Valentin, as well as in Poljane Valley at Bodovlje ravine.

In the upper part of Val Gardena beds copper occurrences were deposited during diagenesis. There red siltstone, sandstone and shale predominate, however, mineralized are always only their gray and green varieties. Outcrops of copper occurrences are arranged in an almost 90 km long belt which extends from the Cerkno area into the eastern part of Sava folds. The mineralized clastic rocks are hydrothermally unaltered. Authigenic albite rims and authigenic albite grains are entirely fresh also in cases when they border directly on primary ore minerals. Ore beds contain anthracite lenses and very fine dispersed organic matter in clastic rocks. Ore minerals occur mainly in cement (figs. 27 and 28). The most important ore minerals are chalcopyrite and bornite (figs. 29, 32 and 33). In lesser quantities occur also pyrite, tennantite, chalcocite (fig. 30 a), sphalerite, and galena, while in traces enargite, linneite, and $\alpha$ domeykite are present. Characteristic are pseudomorphs of copper sulfides and pyrite after plant remains; the original cellular texture is often very well preserved (figs. 30 b, 34, 35 and 36).

At Škofje lenticular ore bodies occur in an about 15 m thick ore-bearing horizon which is in an inverse position due to post-ore tectonic. Most of the ore was found in dark gray, tough medium grained sandstone. According to mineral composition the bornite-chalcopyrite, bornite-chalcocite, and chalcopyrite-pyrite

ore can be distinguished: they were formed in slightly different physical-chemical conditions. Along with copper the Škofje ore contains also some arsenic, lead and zinc, and is enriched in silver. Mass-spectrometric analysis gave evidence of high enrichment of sulfide sulfur with $S^{32}$; $\delta S^{34}$ value varies in the range of about 29 ‰. Considering the sulfide sulfur from the surrounding occurrences Šebrelje, Masore, and Sovodenj, this arange is well above 40 ‰. Enrichment in $S^{32}$ and the very broad range of $\delta S^{34}$ favor the biogenic origin of sulfur in copper deposits of Val Gardena beds.

In the arid climate conditions of Middle Permian stage a small iron ore deposit was formed in the clastic beds at Hrastno near Mokronog. In various periods hematite ore was mined there.

In Upper Permian carbonate rocks no uranium, copper, or iron deposits occur but locally there are minor concentrations of lead-zinc ore. About three centuries ago at Skorno in Šalek Valley Pb-Zn ore was prospected and mined in Upper Permian carbonate rock. In total about 500 tons of zinc and 100 tons of lead were extracted. Mining workings of some importance were in the ore deposit Puharje where the Upper Permian beds exceed 400 metres. The larger part of the lithological sequence belongs to gray and dark gray dolomite. Mineralized with lead and zinc is the upper part of dolomite beds, while the underlying and the overlying limestones are completely barren. Several irregular ore bodies of moderate dimensions showing epigenetic ore structures and textures have been found in the recently driven adit in the gray and dark gray dolomite. In spite of the simple paragenesis, the succession of crystallization of sphalerite and galena which prevail in ore, is very complex (figs. 37 to 42). In dark, very finely grained bituminous variety of dolomite also sedimentary textures and structures appear. They were preserved due to the fact, that the ore bed was insulated by sheets of slaty bituminous dolomite. According to our opinion, the ore minerals of Puharje were deposited during diagenesis of the more or less bituminous carbonate rock, but were later redistributed. By spectral analysis enrichment of sphalerite with cadmium, and of galena with arsenic has been determined. Sulfur of sphalerite and of galena is moderately enriched in $S^{34}$. It has been released most probably during bacterial reduction of repeatedly reduced sulfates.

## Mesozoic era

During the Scythian stage the Alpidic orogenic cycle started with the formation of a shallow geosyncline, which differentiated during the Lower Anisian stage into an eugeosyncline and a miogeosyncline, with an interoceanic high inbetween. The same arrangement lasted also throughout the Ladinian stage. Starting with the Cordevolian substage, however, in the eugeosynclinal area developments in two regions can be distinguished. In the western part of Sava folds the deep marine sedimentation lasted without interruption through the end of Jurassic period. In the other areas of the Southern Alps the eugeosynclinal deposition became interrrupted in the Cordevolian substage and in the Norian and Rhaetian stages with an unique shallow marine carbonate deposition. During the Julian and Tuvalian substages narrow and shallow miogeosynclinal troughs with intermediate carbonate shallow marine deposition were formed. The miogeosyncline, i.e. the region of Dinarides, was periodically interrupted by carbo-

nate shallow marine deposition in the Cordevolian substage, and in the Norian and Rhaetian stages. The total thickness of Scythian, Anisian, Ladinian, Carnian, Norian, and Rhaetian beds amounts to 1900 metres.

Although sedimentary beds deposited in various conditions, the Triassic system is characterized by carbonate rocks. Considering that these beds were deposited in shallow sea, and that their thickness is considerable, it is understandable that the depositional basin had to subside gradually.

Along the dislocations which cut the lithosphere the ascension of the basic basalt magma of the upper mantle started already during the Scythian stage. Due to ist differentiation, and due to the assimilation of the rocks of the lithosphere during its way towards the surface, various volcanic rocks were formed. Mentioned should be especially porphyrite, quartz porphyry, quartz porphyrite, quartz keratophyre, and diabase. Several varieties are albitized and chloritized, so that some rocks have characteristics of typical spilites. During volcanic eruptions pyroclastic rocks were deposited. They exist nowadays in larger outcrop areas than proper volcanic rocks.

The dynamic geological evolution resulted in the formation of various ore deposits. In Triassic carbonate rocks occur lead-zinc deposits without any apparent association with the igneous activity. In Scythian beds there is a number of deposits between Mokronog in the west and Bohor in the east, in Anisian beds occurs the Topla zinc-lead deposit, and in Ladinian, as well as partly in Carnian strata the Mežica lead-zinc deposit.

With deep faults, which cut into the lithosphere, the mercury deposit Idria is associated in which Upper Paleozoic, Scythian, Anisian, and Ladinian beds are mineralized. At the same time as Idria, the mercury deposit Podljubelj was probably formed as well; here, Anisian beds contain ore. Directly connected with the Middle Triassic igneous activity are the deposits of pyrite, as well as lead and zinc which occur in keratophyre and its pyroclastites in the Pirešica area, and iron deposits in the Rudnica area, where Anisian beds are mineralized. During the emersion and weathering of older beds also deposits with varying quantities of aluminum monohydrates and iron hydroxides were formed locally.

Lead-zinc deposits in Triassic carbonate beds differ from vein-type lead and zinc deposits in Carboniferous-Permian beds by the shape of ore bodies, mineral composition, and geochemical properties. The ore deposits in Triassic limestones and dolomites are characterized especially by the following:

— Ore deposits are often roughly concordant with the bedding of the carbonate country rock. In Scythian and Anisian strata they are not associated with faults. However, in Ladinian beds numerous ore bodies are situated at discordant fault systems. These ore bodies were probably deposited in post-Triassic times.

— Ore usualy shows textures and structures indicating metasomatic processes. It should be mentioned that very often also sedimentary textures and structures can be seen.

— The mineral paragenesis of the ore is very simple. Besides galena and sphalerite, whose abundance in different deposits is variable, only pyrite and marcasite occur in noteworthy quantities. Other sulfides are present in traces. The ore contains only those gangue minerals which form the carbonate country rock.

— In the carbonate country rock there are no traces of hydrothermal alteration.

— Spectral analyses show that sphalerite and galena contain only a few trace elements, and even those mainly in small quantities. An exception is only cadmium in sphalerite.

Follows a review of Triassic ore deposits, according to the stratigraphical succession.

In the past in the Lower Scythian beds of the southeastern part of the Sava folds ores were mined which variably contained in some places more lead, and in others more zinc. Deposits are mainly situated in medium grained dolomite (fig. 45) which was deposited in the supratidal environment, and contains locally also gypsum intercalations. These deposits are distributed between Mokronog and Bohor, at a distance of almost 30 km. The most important mining works were at Bohor, while ores were mined also at Ledina, Mokronog, and Škovec.

Most data exist from Bohor, where mainly smaller ore bodies were mined. They were distributed in a distinct horizon, and they consisted of lenses, veinlets, and impregnations of medium and coarse grained galena, cerussite, smithsonite, and also sphalerite (fig. 46). It should be emphasized that at Ledina also ore with layered texture and indications of sedimentary structures was found. The mass-spectrometric analysis of sulfur of galena from Bohor showed a slight enrichment in $S^{34}$ and a very homogeneous isotopic composition.

Considering the fact that the ore deposits in Scythian beds occur in a relatively large area in the same stratigraphical-lithological horizon, that the ore is of very simple mineral and geochemical paragenesis, and that there are no indications of hydrothermal alteration of the enclosing rock, it should be concluded that mineralization is most probably diagenetic. In epigenetic processes ore minerals were recrystallized and partly also remobilized. In this manner epigenetic structures were formed, and they are highly predominant in the ore now. At the first glance the isotopic composition of sulfur does not support its biogenic origin. However, we permit the possibility of its more heterogeneous original composition which was homogenized during remobilization of ore minerals. According to the nature of ore occurrence, paragenesis and the isotopic composition of sulfur, the lead-zinc deposits in Scythian beds are most of all similar to the lead-zinc deposit Puharje.

In Anisian beds Topla zinc-lead deposit only occurs in the northern Karavanke Alps. In its environs appear three horizons of carbonate Anisian beds. The lower and the upper horizon consist of limestone, and the middle of dolomite. Economically important is the dolomitic horizon which contains relatively abundant organic detritus. In this horizon occur interstratified ore bodies of irregular shapes and moderate dimensions. In their lower parts prevails the zinc ore, and in the upper ones the lead, or the lead-zinc ore.

The ore of this deposit is characterized by very abundant sedimentary structures and textures, and especially by rhythmic alternation of ore and gangue minerals. In the ore occur several generations of sphalerite and galena. There prevail irregular sphalerite grainlets with diameters chiefly below 60 microns (fig. 51). Especially interesting is an early diagenetic variety of sphalerite forming globules up to several tens of microns in diameter (fig. 52). To a lesser degree ore contains also pyrite and marcasite. From the geochemical point of

view it may be of interest that in Topla zinc prevails above lead; their ratio is about 5 : 1.

Topla is doubtlessly one of those lead-zinc ore deposits in the Eastern Alps in which primary sedimentary textures and structures are well preserved; therefore, the diagenetic origin of the ore in the Anisian dolomite is beyond doubt. This origin is favored also by mass-spectrometric analysis of sulfur; the sulfide sulfur is enriched with $S^{32}$, whereas values of $\delta S^{34}$ vary in a very wide range which attains about 32 ‰. Sulfur consequently went through the biogenic reduction of sulfates.

The most important concentrations of lead and zinc occur in Ladinian and partly also in Carnian carbonate rocks of the northern Karavanke Alps, in the Mežica deposit. Mežica comprises the Central deposit with numerous workings, and deposits Graben and Mučevo. Ore occurrences are distributed also at Naravske Ledine, on Peca mountain, at Suhi dol, and Kotlje.

By the volume of metals produced during three centuries, Mežica may be ranged among the most important lead-zinc ore deposits of the Alpine area.

Ore bodies occur in the carbonate beds of the upper part of the Ladinian sequence. There prevails the Wetterstein limestone in the lagoonal development, passing laterally into reef limestone; however, also the Wetterstein dolomite occurs there. Ladinian carbonate rocks are overlain by Carnian beds which are characterized by three horizons of the Rabelj slate. The first horizon of Rabelj slate is the direct hanging wall of the Ladinian beds in the Central deposits. In the Graben deposit the stratigraphical relations are more complex.

A peculiarity of Mežica consists in mining the ore in various types of ore bodies which also occupy various positions in the Wetterstein carbonate beds. They are concordant and discordant ore bodies, deposits of very irregular shapes and disposed in the rock without apparent geological control, and the ore deposits in reefs. The heterogeneity of ore bodies, as well as the structures and textures of the ore indicate that mineralization in Mežica was not formed by an unique, single process, but is a result of the action of distinct and temporally separated processes. However, all ore bodies occur over an area of almost 30 $km^2$ in the same stratigraphic unit, which permits to attribute Mežica to the group of stratabound ore deposits. Such explanation is supported also by the fact that in the Eastern Alps numerous other deposits are associated with Ladinian beds, especially the two related ore deposits — Rabelj in Italy and Bleiberg in Austria. This is an indication that in the Middle Triassic period favorable conditions for the formation of lead-zinc ores existed in a larger area.

The original mineral composition of the Mežica ore is very simple. Besides galena and granular as well as botryoidal sphalerite (figs. 57, 58, 59, 60 and 62) the unweathered ore contains only pyrite and marcasite in minor and variable quantities. Wurtzite, arsenopyrite, and molybdenite represent only the mineralogic curiosity. Recent investigations have shown that in individual ore bodies several generations of both principal ore minerals appear. Beside calcite and dolomite ore contains in minor quantities also fluorite (figs. 61 and 63).

In spite of many years of research the most probable explanation of the genesis of the Mežica ore deposit is still questionable. The source of lead and zinc is not known, either. By assuming the Middle Triassic age both metals might

be supergeneous, as well as hypogeneous. By all means, it should always be considered that the deposit was formed probably during the times of the most violent igneous activity in Slovenia. However, it must be mentioned that those lead-zinc deposits which in Slovenia are provenly asssociated with the Middle Triassic magmatism have much more complicated mineral parageneses which are characterized by larger abundances of pyrite and the presence of copper sulfides. Besides, sphalerite and galena from those deposits contain more trace elements, and in higher quantities than the sulfides from Mežica. Sphalerite from Mežica is namely very low in them. The analyzed samples were enriched only in cadmium, and some of them in germanium. Only the botryoidal variety contains also higher arsenic. As for galena, it is especially interesting that samples from discordant ores are even lower in trace elements than those from concordant bodies. Results of spectral analyses of galena and sphalerite, then, do not favor a magmatic-hydrothermal origin of the Mežica deposit. Even by admitting the volcanogenic-sedimentary genesis we consider it more probable that both principal elements were derived from older beds, and were only remobilized by the Middle Triassic igneous and tectonic activity.

A further possibility exists that Mežica is not directly associated with the activity of magmatogenic hydrothermal solutions, but was formed, on the contrary, by supergeneous processes. This possibility is favored, among others, also by sedimentary structures and textures which are preserved in many concordant ore bodies in the Central deposits and especially in ore bodies of the Graben deposit. In this connection it should also be mentioned that the sulfide sulfur is enriched with the light isotope, and there is a wide variation of the $\delta S^{34}$ value. Both indicates a biogenic origin of sulfur. The mentioned problems show there are still no convincing answers to many questions on the origin of the Mežica ore deposit.

A typical example of an ore deposit which was formed along faults is the world known Idrija, where starting in 1492 until now at least 144,000 tons of quicksilver were mined. The ore-bearing solutions circulated along subvertical faults which formed the Idrija graben. In the top part they cut the Carboniferous--Permian, Permian and Lower Triassic, as well as partly the Middle Triassic beds.

The ore from Idrija is practically of monomineral composition. In numerous ore bodies cinnabar is namely the only ore mineral, and in rich ore it is accompanied locally by droplets of native mercury. The native mercury is an economically important ore component only in Carboniferous-Permian beds. Pyrite and marcasite are rather rare. Both were formed chiefly already during the diagenesis of Late Paleozoic and Triassic beds. Exceptionally, metacinnabar, sphalerite, and orpiment could be found in the ore. In veinlets cinnabar is accompanied by dolomite, calcite, and quartz. During mobilization they precipitated from the country rock under the influence of hydrothermal solutions, and later of pore waters.

There are, consequently, two mineralization stages. During the first stage the epigenetic ore originated, and during the second the syngenetic ore. The ore-bearing hydrothermal solutions arrived into the deposit area before the culmination of the Middle Triassic igneous activity. During the first stage cinnabar crystallized in Late Paleozoic, Scythian, and Anisian beds from low-tempera-

ture solutions (figs. 68 to 74). Subsequently, the Idrija graben was formed in the Langobardian substage. The ore-bearing solutions of the second stage repeatedly flowed through the mentioned strata, and then discharged on the bottom of the shallow sedimentary basin in which cinnabar deposited (figs. 75 to 78).
In this manner, in the Langobardian Skonca beds and in hanging wall tuffs as well as in tuffites lenticular and layered syngenetic ore bodies were formed. Locally, cinnabar occurs also in Cordevolian beds; however, all other Upper Triassic and younger beds in the area of the Idrija deposit are completely barren.

Contrary to expectations, the mass-spectrometric analysis indicated a very heterogeneous isotopic composition of sulfur. It is not sufficiently clear yet from where sulfur was derived. Igneous origin is certainly also possible. The observed fractionation of sulfur isotopes must be explained, in this case, by changing physico-chemical conditions during the formation of the ore.

More or less at the same time as Idrija was formed also the mercury deposit Podljubelj in the Karavanke Alps. Here, only Anisian beds were mineralized. Smaller, irregular ore bodies are situated in two parallel zones in the recrystallized and slightly silicified micritic limestone. They are formed by numerous irregular and interlaced cinnabar-calcite veinlets, by fine cinnabar impregnations (figs. 53 and 54), and to a lesser degree also by botryoidal cinnabar (figs. 54 and 55).

The ore from Idrija and Podljubelj is, consequently characterized by a very similar mineral composition. Practically, the only ore component occurring in either ore deposit, is the cinnabar. Its regular trace element is copper which is probably of the same origin as the mercury. Higher contents of lead in some samples of the »steel ore« in Idrija, and the presence of uranium in the Skonca beds are attributed to their syngenetic concentrations in the organic matter. All this indicates that the Idrija and the Podljubelj ores have been formed from similar, highly differentiated hydrothermal solutions. Considering the fact that in Idrija solutions followed deep faults, it may be supposed that mercury was derived from the upper mantle.

From highly differentiated low-temperature hydrothermal solutions also the antimony ore deposit Lepa Njiva originated. It is situated in Upper Permian limestone. The question of its origin — associated with the Triassic, or with Tertiary magmatic activity — is not solved yet. Solutions arrived along a strong tectonical zone, and they resulted also in an intense silicification of limestone. The mineral composition of the ore is very simple: next to stibnite (figs. 43 and 44) practically no other minerals are present. The isotopic composition of sulfur favors its juvenile origin.

A separate group is formed by ore deposits which are directly connected with the Triassic igneous activity. In the past large metallogenic importance was attributed to this volcanic activity, which is the strongest in the geologic history of Slovenia. According to our views, this emphasis was exaggerated. It is true that there are no important concentrations of ore minerals in the very abundant outcrops of Triassic volcanic and pyroclastic rocks. Besides, these rocks were never, with a few exceptions, hydrothermally altered to any appreciable degree. Also in older rocks, which directly surround the Triassic volcanics, occur no ore deposits of any degree of importance, and hydrothermal alterations in them are again only weakly developed.

It would not be justified to deny the Triassic igneous activity all its metallogenic importance. There is no doubt that the deposits in the Pirešica keratophyric area are directly associated with it. All are situated in the hydrothermally altered biotite quartz keratophyre. These deposits never had any greater economic importance. However, in the past numerous smaller pyrite bodies were mined at Studenci, Železno, and Galicija. Pyrite (fig. 79) was accompanied by marcasite (figs. 80 and 81) and in lesser quantities probably also by arsenopyrite. The question whether these bodies are of volcanogenic-sedimentary, ore of hydrothermally-metasomatic origin, has so far not been solved.

In the eastern part of the keratophyre area lead-zinc ore was mined at Zavrh. Ore occured in the silicified and recrystallized Ladinian reef limestone which is enclosed by keratophyre tuff; the latter, too, was hydrothermally altered, and to a slight extent mineralized. Exsolutions of ZnS-$CuFeS_2$ and of emulsion textures (figs. 78 to 89) characteristic for this process indicate relatively high temperatures of the genesis of this deposit. The concentrate of sphalerite is enriched in arsenic, cadmium, copper, gallium, indium, manganese, antimony, and tin. Next to silver and arsenic the galena concentrate contains also copper, antimony, and tin. Minor occurrences of lead-zinc ores occur also at Galicija, Lebič, and Šuperger. In one of the drillings at Šuperger also lead-zinc ore with layered structures and texture (figs. 85 and 86) was found; they are characteristic for a volcanogenic-sedimentary origin.

According to mineral composition, ore structures and textures, as well as geochemical association, the Zavrh ore differs from all the other lead-zinc ores of Slovenia. It is close to some Montenegrin lead-zinc ores which are also associated with the Middle Triassic igneous activity.

Other ore occurrences, which are probably also connected with the Middle Triassic igneous activity, appear on Rudnica, in the eastern extension of the Sava folds. In anisian beds between Olimje and Podčetrtek iron ore was mined; it was prospected also to the west of Olimje. The primary mineralization was deposited by hydrothermal solutions, which were derived most probably from the same magmatic source as the augite porphyrite. During metasomatic processes dolomite was altered chiefly into ankerite and partly also into siderite. As a result of their oxidation iron hydroxides were formed, and they were mined in the past. In the volcanogenic-sedimentary processes in the Pseudozilian beds of Rudnica chert with hematite was formed, while in the southern slope of Žusem there were occurrences of iron and manganese minerals in beds overlying the Pseudozilian strata.

The Rabelj beds, which were deposited during the Carnian stage, contain in the region Turjak-Podlipa ferruginous-bauxitic rocks, mainly rich in silica. Locally, oolitic textures occur; in places they contained enough iron to be mined in the past. At Podlipa near Vrhnika an about four kilometres long lens was found, being, however, relatively thin. A geographically discrete succession of rock units and oolitic lenses in clastic development indicate that aluminum and iron were redeposited.

The Jurassic beds are represented with Liassic, Doggerian, and Malmian beds. They were deposited in shallow and deep marine conditions. Characteristic for the shallow marine development are carbonate rocks of the shelf environment, and for the deep marine development platy limestone and slates. On the

Dobrovlje plateau the Liassic beds are associated with porphyry, porphyrite, keratophyre, and their tuffs. These rocks are evidence of eugeosynclinal Jurassic volcanism. In Liassic beds of the deep marine development the only manganese deposits in Slovenia are located. Concentrations of any interest occurred only on Begunjščica. From the ore bearing bed which was enclosed in slates about 130,000 tons of ore with 30 % Mn were mined. Also at Vancovec, Počenska Gora, and between Kobla and Črna Prst occurred manganese ore enclosed in slaty beds. In all cases deposits are sedimentary. After the local emersion of Jurassic beds in Malmian strata deposits of low-quality bauxite were formed, among others also at Železni Klanci and Rjavi Grič.

In Cretaceous period continued a similar sedimentary environment as in the Jurassic. Deposited were Valanginian, Hauterivian, Barremian, Aptian, Cenomanian, Turonian, and Senonian beds. Deposits of the shallow marine facies are much more abundant than those of the pelagic. During the Upper Cretaceous in Central Slovenia the flysch miogeosynclinal trough started forming, and it kept gradually spreading towards the south and the north until Eocene epoch. During this period the shallow marine carbonate deposition continued south of this trough. In places orogenetic movements uplifted younger Mesozoic beds into the weathering zone. As a consequence, three horizons with lenses of moderate quality bauxite were formed. The first horizon is intercalated between the Lower Cretaceous and Upper Cretaceous beds, the second lies along the contact of Turonian and Senonian beds, and the third is underlain by the Turonian and Senonian strata, and is overlain by Paleocene beds.

During the deposition of Jurassic and Cretaceous beds the ore deposits, which existed in Permian and Triassic beds, were brought by subsidence into deeper parts of the lithosphere. When investigating the copper deposit Škofje, we observed that, due to higher temperature and pressure, ore and gangue minerals were partly mobilized and redistributed. Most probably similar phenomena occurred also in other ore deposits, since similar conditions existed in them.

## Cenozoic era

Up to now the origin of numerous Slovenian ore deposits was attributed to their association with the Tertiary igneous activity. However, the more the Tertiary igneous rocks and the environment of their emplacement became known, the more convincing became the concept that Tertiary igneous phases were of reduced metallogenetic importance. In the temporal sequence of the emplacement of Tertiary igneous rocks, first the Oligocene andesite appeared accompanied locally by dacite. Andesite was derived from the quartz dioritic magma. It extruded to the surface mainly along the Smrekovec fault; and from there eastwards it occurs also along the Šoštanj and Donat faults. Tuffs associating andesite occur in the Oligocene beds in a very wide area.

Along the system of faults which form the Periadriatic lineament plutonic rocks with prevailing hornblende-quartz diorite intruded in the Karavanke area during Oligocene. It was derived from the quartz-dioritic magma, and is characterized by parallel structure. Radiometric dating revealed an age of about 29 million years. Since both rocks were formed from the quartz-dioritic magma, and coincide in the age of their emplacement, it is believed that the

Smrekovec andesite represents the extrusive rock of the same magma which yielded the Karavanke diorite.

Close to the Periadriatic lineament also biotite-quartz diorite and granodiorite, which solidified from a magma of palingenic origin occur on Pohorje. Rocks are probably more or less synchronous with the Karavanke diorite. Both diorites, that of the Karavanke Alps and that of Pohorje, may be considered synorogenic intrusives.

To all appearance, the Oligocene magmatism was a barren one. This concept is supported by the absence of hydrothermal alteration of Oligocene plutonic and volcanic rocks. Until now no concentrations of ore minerals have been found in them. In the same line, no ore deposits are known along the contacts of Oligocene igneous rocks and older adjacent rocks.

The igneous activity on Pohorje, which started in Oligocene with the intrusion of biotite-quartz diorite and granodiorite, terminated during the Helvetian stage with the extrusion of dacitic magma. Dacite prevails in the western part of Pohorje. Along its contact in the area of Mala Kopa by contact metamorphism mainly Upper Cretaceous sedimentary rocks were altered, especially limestone and marl. Skarns were formed with contact silicates which contain chiefly magnetite, accompanied in lesser abundance by pyrrhotite, chalcopyrite, and pyrite. In the past centuries iron ore was mined here. Mala Kopa is the only deposit which can be reliably connected with the Tertiary magmatism.

The very dynamic tectonic erosion of older beds and heterogenous sedimentary environments in individual depositional basins resulted during Tertiary period into the deposition of very heterogeneous sedimentary rocks. However, these rocks lack concentrations of ore minerals of any importance.

On the other hand, Quaternary fluvial deposits of Drava and Mura contain some gold that was locally washed in the past. With the increasing prices of this metal on the world market due attention should be given in the future to these placers.

During the Quaternary period also small deposits of pisolitic bog iron ore were formed. It was melted already in prehistoric times. Pisoliths composed ore provided the basis of iron industry, which starting with the 14th century principally of limonite were collected especially in the Triglav foothills. Bog iron developed in Železniki, Kropa, Kamna gorica, and Bohinj.

Of considerable importance for the ore deposits of Slovenia were the Tertiary tectonic phases. The paroxysm of the Alpidic orogeny coincided in these regions most probably with the Rhodanian orogenic phase at the end of the Miocene epoch. At that time the ore-bearing Carboniferous-Permian, Permian, and Triassic beds were brought to higher levels by folding, and were thrust up over younger beds. In this thrust faulting the Periadriatic lineament appears to have had an important part being the root zone of overthrusts with the vergence southwards, as well as northwards. Thus, the ore-bearing beds of the Idrija ore deposit were uplifted from a depth exceeding 4,000 m; they were folded and thrust forward from northeast to southwest. Nowadays, the Idrija deposit is situated in a schuppen structure within the Žiri-Trnovo nappe. A part of the deposit, approximately a quarter of it, was "lost" during thrusting somewhere between the Jelovica high plain and Idrija.

With the lower part of the Val Gardena beds in the Žiri-Trnovo nappe also the uranium deposit of Žirovski Vrh rised to the surface. Orogenic movements folded and deformed the ore-bearing beds, and affected also the ore bodies lying in the so called double "S" structure (fig. 14). In the same nappe lies also the copper deposit Škofje, as well as numerous ore occurrences in its environs. The ore bearing Val Gardena beds were folded together with Carboniferous--Permian and Triassic strata. In one of the Škofje overthrust sheets the ore-bearing horizon is located, however, in the overturned position. During the orogeny in Žirovski Vrh and Škofje besides quartz also carbonate minerals were mobilized into quartz-, carbonate- and quartz-carbonate veins and veinlets with characteristic striped texture (fig. 24).

The lead-zinc ore deposits in Scythian beds, among others also Bohor, are located in the Dolsko overthrust which was moved from the north in the Outer Dinarides. Distance of overthrusting amounts to about 10 km.

North of the Periadriatic lineament in the northern Karavanke Alps the Triassic and Jurassic beds were moved towards the north. Here, the Jazbine, the Central, and the Northern overthrust zones are distinguished. The Mežica ore deposit is located in the Central zone; the central underground workings of this deposit are in the tectonic graben delimited by the Naveršnik, Godec, Šumah, and Peca faults. Also beds in the graben itself are cut by numerous faults; some of them were probably repeatedly active. Along faults and in fractured zones crystallized ore minerals, as well as calcite and dolomite. In this way were probably formed the discordant ore bodies, among them also the bodies of the Union system (fig. 91).

Deformation of ore deposits continued also into the neotectonic time. The Idrija deposit was cut by subvertical faults striking NW-SE with a horizontal right movement of flanks. Along the Idrija fault a part of the deposit was moved for about 2.5 km towards the southeast; several years ago it was discovered by deep drilling at Ljubevč. The ore bodies were fractured, and in fissures superinduced cinnabar, calcite, and dolomite crystallized. In the copper deposit Škofje, and in the uranium deposit Žirovski Vrh gangue minerals were reworked. In veins quartz, carbonate, quartz-carbonate, and even albite veinlets were formed, which contain in ore beds even sulfides (fig. 31). In the Mežica deposit old faults were rejuvenated. Due to movements, the ore was fractured. In rich lead ore the "lead mirrors" were formed, and during recrystallization of galena often also the "lead tail". In youngest faults crystallized well developed calcite crystals.

During Pliocene epoch and Quaternary period many ore deposits appeared at land surface; the overlying beds having been wholly or partly removed by denudation. Due to the penetration of surface waters rich in oxygen the physico--chemical conditions changed. The primary ore minerals became unstable and they started to decompose. Unstable sulfides passed mainly into carbonates, oxides, hydroxides, and sulfates. Very probably the surface waters brought from overlying Carnian beds also molybdenum into the Mežica ore deposit. In this manner wulfenite was precipitated, especially in the upper parts of some ore bodies.

## Literatura


Aigner, A. 1970, Die Mineralschätze der Steiermark, Wien—Leipzig.

Berce, B. 1954, Hematitna mineralizacija v Hrastnem. Geologija *2*, 254—260, Ljubljana.

Berce, B. 1956, Pregled železnih nahajališč LR Slovenije. Prvi jugoslovanski geološki kongres. 235—259, Ljubljana.

Berce, B. 1958, Geologija živosrebrnega rudišča Idrija. Geologija *4*, 5—62, Ljubljana.

Berce, 1960, Nekateri problemi nastanka rudišča v Mežici. Geologija *6*, 235—250, Ljubljana.

Berce, 1963, The formation of the ore-deposits in Slovenia. Rendiconti della Società Mineralogica Italiana, *19*, 1—16, Pavia.

Berhane, M. 1976, Svinčevo cinkova orudenja ob unionskih prelomnicah v Mežici. Diplomsko delo, Ljubljana.

Bibolini, A. 1933, Formazioni sedimentarie ramifere nel Goriziano. Assoc. min. del Piemonte, Torino.

Bidovec, M. 1974, Antimonovo orudenje Lepa njiva pri Mozirju. Diplomsko delo, Ljubljana.

Bidovec, M. 1980, Antimonova rudišča Lepa njiva. Geologija *23*, 2. del, Ljubljana.

Borsi, S., Del Moro, A., Sasi, F. P., & Zirpoli, G. 1973. Metamorphic evolution of the Austridic rocks to the south of the Tauern Windov (Eastern Alps) radiometric and geo-petrologic data. Memorie della società geologica Italiana, *12*, 549—571, Pisa.

Bosellini, A. 1965, Lineamenti strutturali delle Alpi Meridionali durante il Permo—Trias. Mem. del Museo di Storia Naturale della Venezia Tridentina, Vol. *15*, Part 3, Trento.

Bögel, H. 1975, Zur Literatur über die »Periadriatische Naht«. Verh. Geol. B.A., H. *2/3*, 163—199, Wien.

Brigo, L., Di Colbertaldo, D. 1972, Un nuovo orrizonte metallifero nel Paleozoico delle Alpi Orientali. Proceedings of the second international symposium on the mineral deposits of the Alps, 109—124, Ljubljana.

Brunlechner, A. 1885, Beiträge zur Charakteristik der Erzlagerstätte von Littai in Krain. Jahrbuch geol. R.-A., 387—396, Wien.

Budkovič, T. 1978, Litološka kontrola uranovega orudenja na obzorju 430 m v rudišču Žirovski vrh. Rudarsko-metalurški zbornik, št. 1, 24—34, Ljubljana.

Buser, S. 1962, Razvoj jurskih slojev v slovenskem Dinarskem gorovju. Referati 5. savetovanja geologa, 163—167, Beograd.

Buser, S. 1965, Neue Forschungsergebnisse über die Juraschichten in Südslowenien. Anzeiger Math. Nat. Kl. Österr. Akad. Wiss., Jg. 1965, *9*, 161—165, Wien.

Buser, S. 1967, Über die Kreideschichten Südsloweniens. Anzeiger mathem.-naturw. Kl. Österr. Akad. Wiss., Jg. 1967, *11*, 337—341, Wien.

Buser, S. 1968, Razvoj jurskih skladov v slovenskih zunanjih Dinaridih. I. kolokvij o geol. Dinaridov 1. del, 59—67, Ljubljana.

Buser, S. 1969, Vodnik za geološko ekskurzijo po Karavankah (Geologischer Exkursionsführer in der Karawanken). 2. simpozij o geologiji Karavank, 1—19, Ljubljana.

Buser, S. 1973, Tolmač lista Gorica. Zvezni geološki zavod, Beograd.

Buser, S. 1974 a, Tolmač lista Ribnica. Zvezni geološki zavod, Beograd.

Buser, S. 1974 b, Osnovna geološka karta SFRJ 1:100.000, list Tolmin, Geologija *17*, Ljubljana.

Buser, S. 1975, Osnovna geološka karta SFRJ 1:100.000, list Tolmin, Geologija *18*, Ljubljana.

Buser, S., Lukacs, E. 1966, Bauxite in Slowenien. Annales Instituti Geologici Publici Hungarici, Vol. *LIV.*, Fasc. 3., 210—220, Budapest.

Buser, S., Ramovš, A. 1968, Razvoj triadnih skladov v slovenskih zunanjih Dinaridih. I. kolokvij o geol. Dinaridov. 1. del, 33—42, Ljubljana.

Cimerman, F. 1967, Oligocene beds in the Upper Carniola (Slovenia, NW Yugoslavia) and their foraminiferal fauna. Bull Sci. Yugosl. Sect. A., 251—253, Zagreb.

Cissarz, A. 1951, Položaj ležišta u geološkoj građi Jugoslavije. Geološki vesnik *IX*, Beograd.

Cissarz, A. 1956, Lagerstätten und Lagerstättenbildung in Jugoslawien. Rasprave Zavoda za geološko i geofizičko istraživanje N. R. Srbije, Beograd.

Clar, E, 1929, Ein Beitrag zur der Blei-Zinklagerstätte von Schönstein (Šoštanj) bei Cilli (Celje), Jugoslawien. Akad. Wiss., Sitzungsberichte, Abt. I., Band *138*, Heft 1—10, 283—297, Wien.

Clar, E., Fritsch, W., Meixner, H., Pilger, A., Schönenberg, R., 1963, Die geologische Neuaufnahme des Saualpenkristallins (Kärnten). Carinthia II, Mitteilungen des Naturwissenschaftlichen Vereins für Kärnten, *73.* bzw. 153 Jg., Klagenfurt.

Cliff, R., Holzer, H. F., Rex, D. C. 1974, The Age of the Eisenkappel Granite and the History of the Periadriatic Lineament. Verh. geol. B.-A., Jg. 1974, Heft *2—3*, 347—350, Wien.

Colbertaldo, D. di, Slavik, S. 1961, Il giacimento cinabrifero di Idria in Jugoslavija. Rendiconti della Società Mineralogica Italiana, *17*, 1—22, Pavia.

Ćirić, B. 1974, Širenje zemlje, — glavni uzročnik savremene tektogeneze. Iz zbornika »Metalogenija i koncepcija geotektonskog razvoja Jugoslavije«, 287—326, Beograd.

Češmiga, I. 1959, Rudarstvo Slovenije. Nova proizvodnja, Ljubljana.

Deleon, G. 1969, Pregled rezultata određivanja apsolutne starosti granitoidnih stena u Jugoslaviji. Radovi IGRI, sv. 6, 165—182, Beograd.

Dietrich, V. J. 1976, Plattentektonik in den Ostalpen. Geotektonische Forschungen, Heft 50, 1—84, Stuttgart.

Dimitrijević, M. D. 1974, Dinaridi: jedan model na osnovama »nove globalne tektonike«. Iz zbornika »Metalogenija i koncepcija geotektonskog razvoja Jugoslavije« 119—151, Beograd.

Dolar-Mantuani, L. 1935, Razmerje med tonaliti in apliti pohorskega masiva. Geol. Anali Balkanskog Poluostrva, Knjiga XII, Sveska *2*, 1—164, Beograd.

Dolar-Mantuani, 1938, Tonaliti na Pohorju, takozvani pohorski granit. Tehnika in gospodarstvo, 17—32, Ljubljana.

Dolar-Mantuani, L. 1940, Diferenciacija magmatskih kamenin na Pohorju. Razprave mat.-prirodosl. razr. Akademije znanosti in umetnosti v Ljubljani, 1—13, Ljubljana.

Dolenc, T., Lukacs, E., Pečnik, M. 1979, Uranopilit, zippeit in johannit — recentni sekundarni uranovi minerali iz rudišča Žirovski vrh. Rudarsko-metalurški zbornik, št. 2—3, 179—184, Ljubljana.

Drasche, R. v. 1875, Über ein neues Braunsteinvorkommen in Untersteiermark. Verh. geol. R. A., 52, Wien.

Dreger, J. 1920, Erläuterungen zur geologischen Karte Rohitsch-Drachenburg, 1—42, Wien.

Drovenik, F., Drovenik, M., Grad, K. 1972. Kupferführunde Grödener Schichten Sloweniens. Proceedings of the second international symposium on the mineral deposits of the Alps, 95—107, Ljubljana.

Drovenik, M. 1968, Psevdomorfoze rudnih mineralov po rastlinskih drobcih v bakrovem rudišču Škofje. Rudarsko-metalurški zbornik, št. 2, 141—146, Ljubljana.

Drovenik, M. 1970, Nastanek bakrovega rudišča Škofje. Prvi kolokvij o geologiji Dinaridov, 2. del 17—63, Ljubljana.

Drovenik, M. 1972, Prispevek k razlagi geokemičnih podatkov za nekatere predornine in rude Slovenije. Rudarsko-metalurški zbornik, št. 2—3, 145—167, Ljubljana.

Drovenik, M., 1979, Prilog poznavanju geneze bakrovih ležišta i rudnih pojava u crvenim permskim peščarima SR Slovenije i SR Srbije. Rudarsko-metalurški zbornik, št. 2—3, 139—153, Ljubljana.

Drovenik, M., Čar, J. in Strmole, D. 1975, Langobardske kaolinitne usedline v idrijskem rudišču. Geologija *18*, 107—155, Ljubljana.

Drovenik, M., Duhovnik, J., Pezdič, J. 1976, Izotopska sestava žvepla v sulfidnih rudnih nahajališčih v Sloveniji. Rudarsko-metalurški zbornik, št. 2—3, 193—246, Ljubljana.

Drovenik, M., Leskovšek, H., Pezdič, J. in Štrucl, I. 1970, Izotopska sestava žvepla v sulfidih nekaterih jugoslovanskih nahajališč. Rudarsko-metalurški zbornik, št. 2—3, 153—173, Ljubljana.

Duhovnik, J. 1953, Prispevek h karakteristiki magmatskih kamenin Črne gore, njihova starost in razmerje do triadnih magmatskih kamenin v Sloveniji. Geologija *1*, 182—223, Ljubljana.

Duhovnik, J. 1954, O izvoru molibdena v svinčevem in cinkovem rudišču Mežica, Geologija *2*, 113—117, Ljubljana.

Duhovnik, J. 1956 a, Über die metallogenetischen Epochen und Provinzen Jugoslawiens. Berg- und Hüttenmännische Monatshefte, *101*. Jahrgang, Heft 2, 30—32, Wien.

Duhovnik, J. 1956 b, Pregled magmatskih in metamorfnih kamenin Slovenije. Prvi jugoslovanski geološki kongres, 23—26, Ljubljana.

Duhovnik, J. 1967, Facts for and against a syngenetic origin of the stratiform ore deposits of lead and zinc. Economic Geology Monograph *3*, 108—125, New York.

Exner, C. 1971, Geologie der Karawankenplutone östlich Eisenkappel, Kärnten. Mitt. Geol. Ges. in Wien, *64*. Band, 1—108, Wien.

Fabjančič, M. 1966, O baritu na Slovenskem. Geologija *9*, 505—526, Ljubljana.

Faninger, E. 1961 a, Magmatske kamenine v Kamniških Alpah in pri Laškem. Geologija 7, 197—225, Ljubljana.

Faninger, E. 1961 b, Albitiziran kremenov porfirit iz kokrškega kamnoloma. Geologija 7, 227—232, Ljubljana.

Faninger, E. 1965, Kemizem wengenskih magmatskih kamenin na Slovenskem, prikazan s parametri Zavarickega. Geologija *8*, 225—248, Ljubljana.

Faninger, E. 1966, Hiperstenov andezit pri Sv. Roku ob Sotli. Geologija *9*, 549—553, Ljubljana.

Faninger, E. 1970, Pohorski tonalit in njegovi diferenciati. Geologija *13*, 35—104, Ljubljana.

Faninger, E. 1971, Plagioklazi v triadnih predorninah na Slovenskem. Geologija *14*, 227—233, Ljubljana.

Faninger, E. 1973, Pohorske magmatske kamenine. Geologija *16*, 271—315, Ljubljana.

Faninger, E. 1976, Karavanški tonalit. Geologija *19*, 153—210, Ljubljana.

Faninger, E., Štrucl, I. 1978, Plutonic emplacement in the Eastern Karavanke Alps. Geologija *21*, 81—87, Ljubljana.

Florjančič, A. P. 1970, Geološke prilike in orudenje z živim srebrom v Podljubelju. Diplomsko delo, Ljubljana.

Flügel, H. W. 1975, Einige Probleme des Variszikums von Neo-Europa. Geol. Rundschau *64*, Stuttgart.

Fritsch, W. 1970, Die Mineralschätze Krains. Zeitsch. des B. und H. Vereins für Kärnten, Klagenfurt.

Gantar, I. 1952, Rudarsko-geološka študija rudišča Škofje. Diplomsko delo, Ljubljana.

Gehlen, v. K., Nielsen, H. 1969, Schwefel-Isotope aus Blei-Zink-Erzen von Oberschlesien. Mineralium Deposita, No. 3, 308—310, Berlin.

Germovšek, C. 1954 a, Zgornjejurski hidrozoji iz okolice Novega mesta. Razprave SAZU, 4. razr., *2*, 341—386, Ljubljana.

Germovšek, C. 1954 b, Petrografske raziskave na Pohorju v letu 1952. Geologija *2*, 191—210, Ljubljana.

Germovšek, C. 1955, O geoloških razmerah na prehodu Posavskih gub v Dolenjski kras med Stično in Šentrupertom. Geologija *3*, 116—135, Ljubljana.

Germovšek, C. 1959, Triadne predornine severovzhodne Slovenije. Slovenska akademija znanosti in umetnosti, IV. razred, 1—133, Ljubljana.

Graber, H. V. 1929, Neue Beiträge zur Petrographie und Tektonik des Kristallins von Eisenkappel in Süd-Kärnten. Mit. d. geol. Ges. XXII B. 25—64, Wien.

Grad, K. 1967, Geologija Kozjanskega, Geografski zbornik X, 7—16, Ljubljana.

Grad, K. in Ferjančič, L. 1976, Tolmač za list Kranj. Zvezni geološki zavod, Beograd.

Grad, K., Hinterlechner-Ravnikova, A., Ramovš, A. 1962, Regionalna ispitivanja razvoja gredenskih slojeva u Sloveniji. Referati V. savetovanja geologa SFRJ, 77—81, Beograd.

Grafenauer, S. 1958, Diskusija k članku Rudarsko-geološka karakteristika Rudnika Mežica, Geologija *4*, 229—236, Ljubljana.

Grafenauer, S. 1963, O mineralnih paragenezah Litije in drugih polimetalnih nahajališč v posavskih gubah. Rudarsko-metalurški zbornik, št. 3, 245—260, Ljubljana.

Grafenauer, S. 1964, Najdišča antimonita v Sloveniji. Rudarsko-metalurški zbornik, št. 3, 257—270, Ljubljana.

Grafenauer, S. 1965, Genetska razčlenitev svinčevih in cinkovih nahajališč v Sloveniji. Rudarsko-metalurški zbornik, št. 2, 165—171, Ljubljana.

Grafenauer, S. 1966, Metalogenija i mineraloške karakteristike bakrovih pojava u Sloveniji. Referati VI. savetovanja geologa SFR Jugoslavije II, 377—396, Ohrid.

Grafenauer, S. 1968, Granati iz Kotelj na Koroškem. Rudarsko-metalurški zbornik, št. 1, 17—22, Ljubljana.

Grafenauer, S. 1969, O triadni metalogeni dobi v Jugoslaviji. Rudarsko-metalurški zbornik, št. 3—4, 353—364, Ljubljana.

Grafenauer, S., Gorenc, B., Marinković, V., Strmole, D., and Maksimović, Z., 1969, Physical properties and the chemical composition of sphalerites from Yugoslavia. Mineralium Deposita, No. *3*, 275—282, Berlin.

Graber, H. V. 1929, Neue Beiträge zur Petrographie und Tektonik des Kristallins von Eisenkappel in Südkärnten, Mitt. geol. Ges. in Wien, XXII, B., 25—64, Wien.

Granigg, B. in Koritschoner, J. H. 1914, Die geologischen Verhaeltnisse des Bergbaugebietes von Miess in Kaernten. Zeitschr. f. Prakt. Geologie, Jhg. *22*, H.4/5, 171—123, Berlin.

Grinenko, V. A. , Zairi, N. M., Šadlun, T. N., 1974, Poligennaja priroda globuljarnyh sulfidov v stratiformnyh mestorođdenijah. Geologija rudnyh mestorođdenij, no. 1., 66—77, Moskva.

Hacquet, B. 1778, Oryctographia carniolica I, Leipzig.

Hadži, E., Pantić, N., Aleksić, V., Kalenić, M. 1974, Alpidi jugoistočne Europe u svetlu tektonike ploča. Iz zbornika »Metalogenija i koncepcije geotektonskog razvoja Jugoslavije« 231—260, Beograd.

Hamrla, M. 1954, Geološke razmere ob severnem robu laške sinklinale vzhodno od Savinje. Geologija *2*, 118—144, Ljubljana.

Hamrla, M. 1955, Geologija Rudnice s posebnim ozirom na rudne pojave. Geologija *3*, 81—109, Ljubljana.

Hatle, E. 1885, Die Minerale des Herzogthums Steiermark, Graz.

Hauer, F. 1867—73, Geologische Übersichtskarte des Österr.-Ungar. Monarchie 1 : 576 000, Bl. VI. Wien.

Hegemann, F. 1960, Über extrusiv-sedimentäre Erzlagerstätten der Ostalpen. II. Teil. Zeitschrift für Erzbergbau und Metallhüttenwesen, B.-A. XII, 122—127, Stuttgart.

Hinterlechner, A. 1959, Ladinske kamenine in hidrotermalne spremembe črnega glinastega skrilavca v okolici Črne pri Kamniku. Geologija *5*, 129—152, Ljubljana.

Hinterlechner-Ravnik, A. 1965, Magmatske kamenine v grödenskih skladih Slovenije. Geologija *8*, 190—224, Ljubljana.

Hinterlechner-Ravnik, A. 1971, Pohorske metamorfne kamenine. Geologija *14*, 187—226, Ljubljana.

Hinterlechner-Ravnik, A. 1973, Pohorske metamorfne kamenine II. Geologija *16*, 245—270, Ljubljana.

Hinterlechner-Ravnik, A. & Pleničar, M. 1967, Smrekovški andezit in njegov tuf. Geologija *10*, 219—237, Ljubljana.

Hinterlechner, K. 1918, Über die alpinen Antimonvorkommen. Jb. geol. R.-A., 341—403, Wien.

Isailović, S. & Miličević, M. 1964, Geološko kartiranje granita Črne na Koroškem i obodnih tvorevina. Poročilo Zavoda za nuklearne surovine, Beograd (Arhiv: Rudniki svinca in topilnica Mežica).

Iskra, M. 1965, Geološka zgradba Savskih jam. Geologija *8*, 279—298, Ljubljana.

Iskra, M. 1969, Geološka starost rudonosnih plasti v Puharju, Geologija *12*. 161—164, Ljubljana.

Iskra, M. 1973, Pb-Zn u donjem trijasu Posavskih bora (jugoistočna Slovenija), Referati s posvetovanja »Istraživanja olovno-cinkovih mineralizacija na teritoriji SFRJ«, Zvečan.

Iskra, M. 1976, O pirešičkem vulkanizmu. Geologija *19*, 251—257, Ljubljana.

Janković, S. 1967, Wirtschaftsgeologie der Erze. Springer Verlag, Wien-New York.

Jelenc, D. 1953, O preiskovanju mineralnih surovin v L. R. Sloveniji, Geologija *3*, 11—36, Ljubljana.

Jicha, H. L. 1951, Alpine lead-zink-ores of Europe. Econ. Geol. *46*, 707—730, Lancaster.

John, K. 1874, Vorkommen eines dem Wocheinit (Bauxit) ähnlichen Minerals aus Kokarje. Verh. geol. R.-A., 289—290, Wien.

Jurković, I. 1961, Minerali željeznih rudnih ležišta Ljubije kod Prijedora. Geološki vjesnik, sv. *14*, 161—218, Zagreb.

Jurkovšek, B. 1978, Biostratigrafija karnijske stopnje v okolici Mežice. Geologija *21*/2, 173—208, Ljubljana.

Kahler, F. 1953, Der Bau der Karawanken und des Klagenfurter Beckens. Carinthia II, Sonderh. *16*, 1—78, Klagenfurt.

Kahler, F. 1959, Sedimentation und Vulkanismus in Perm Kärntens und seiner Nachbarräume. Geol. Rundschau, B. *48*, 141—147, Stuttgart.

Kovačević, R. 1968, Über die Uranerzvorkommen in Vorgebirge der Julischen Alpen. Freiberger Forschungshefte, C. 231, 175—179, Leipzig.

Kossmat, F. 1906, Das Gebiet zwischen dem Karst und dem Zuge der Julischen Alpen. Jb. geol. R.-A., *56*, 259—276, Wien.

Kossmat, F. 1910, Erläuterungen zur geologischen Karte Bischoflack-Idria, 1—98, Wien.

Kossmat, F. 1911, Geologie des Idrianer Quecksilberbergbaues. Jb. geol. R.-A., 339—384, Wien.

Kossmat, F. 1913, Die adriatische Umrandung in der Alpinen Faltenregion. Mitt. geol. Ges. 61—165, Wien.

Kraus, M. 1913, Ein Beitrag über den Einfluss der Spaltenbildung, der Löslichkeit des Nebengesteines und vorlaufender Thermen auf die Entstehung der Bleiglanz-Zinkblendelagerstätten. Österr. Zeitschrift für das Berg- und Hüttenwesen. No. *45*, 639—643, *46*, 678—679, Wien.

Kropáč, J. 1912, Die Lagerstättenverhältnisse des Bergbaugebietes Idria, Wien.

Kuščer, D. 1967, Zagorski terciar. Geologija *10*, 5—85, Ljubljana.

Kuščer, D., 1975, Ali so Posavske gube zgrajene iz krovnih narivov. Geologija *18*, 215—222, Ljubljana.

Kühn, O., Ramovš, A. 1965, Zwei neue Trias-Ammonitenfunden der Umgebung von Novo mesto. Jugosl. akad. znan. umjet., Acta geologica *5*, 13—34, Zagreb.

Lill, M. 1865, Thonerde-Eisenoxyd-Hydrath (Bauxit) aus dem Wochein. Oesterr. Zeitschrift für das Berg- und Hüttenwesen, 290, Wien.

Limanovsky, M. 1910, Wiekle przemieszenia mas skalnych w Dynarydach kolo Postojny. Raz. Wydz. pryr. akad. Umiej., Serye III., Tom *10*, Krakow.

Lipold, M. V. 1857, Erzvorkommen in Oberkrain, Jb. geol. R.-A., Sitzungsbericht vom 18. April 1857, 384—386, Wien.

Lipold, M. V. 1862, Eisensteinvorkommen von Prassberg. Jb. geol. R.-A., 299—300, Wien.

Lipold, M. V. 1874, Beschreibung einiger Quecksilber-Erzvorkommen in Kärnten und Krain. Österr. Zeitschrift für das Berg- und Hüttenwesen 289—291, Wien.

Lippolt, H. J., Pidgeon, R. 1974, Isotopic mineral ages of a diorite from the Eisenkappel intrusion, Austria. Z. Naturforsch. *29 a*, Wiesbaden. (Loc. cit. Schar-bert, S. 1975).

Lukacs, E., Florjančič, A. P. 1974, Uranium ore deposits in the Permian sediments of Northwest Yugoslavia. Proceedings of a symposium »Formation of uranium ore deposits«, International Atomic Energy Agency, 313—329, Vienna.

Maucher, A. 1965 v: M. Fabjančič: Razprave na mednarodnem posvetovanju v Mežici 17. 11. 1964. Rudarsko-metalurški zbornik št.2, 181—194, Ljubljana.

Metz, K. 1957, Lehrbuch der tektonischen Geologie. Stuttgart.

Mihajlović, M., Ramovš, A. 1965, Liadna cefalopodna favna na Begunjščici v Karavankah. Razprave SAZU, 4. razr., *8*, 417—438, Ljubljana.

Mikuž V. 1976, Biostratigrafski razvoj terciarnih plasti v Lepenah nad Javorniškim Rovtom. Diplomsko delo, Ljubljana.

Mioč, P. 1975 Osnovna geološka karta SFRJ 1 : 100 000 list Ravne. Geologija *16*, 363—365, Ljubljana.

Mioč, P. 1977, Geološka zgradba Dravske doline med Dravogradom in Selnico. Geologija *20*, 193—230, Ljubljana.

Mioč, P., Ramovš, A. 1973, Erster Nachweis des Unterdevons im Kozjak-Gebirke (Possruk) westlich von Maribor (Zentralalpen). Bull. Sc. Cons. Akad. Yugosl. (A), *18*, 135—136, Zagreb.

Mittempergher, M. 1974, Genetic characteristics of uranium deposits associated with Permian sandstone in the Italian Alps. Proceedings of a symposium: Formation of uranium ore deposits, International Atomic Energy Agency, 299—312, Vienna.

Mlakar, I. 1964, Vloga postrudne tektonike pri iskanju novih orudenih con na območju Idrije. Rudarsko-metalurški zbornik, št. 1, 19—25, Ljubljana.

Mlakar, I. 1967, Primerjava spodnje in zgornje zgradbe idrijskega rudišča. Geologija *10*, 87—126, Ljubljana.

Mlakar, I. 1969, Krovna zgradba idrijsko-žirovskega ozemlja. Geologija *12*, 5—72, Ljubljana.

Mlakar, I. 1974, Osnovni parametri proizvodnje rudnika Idrija skozi stoletja. Idrijski razgledi, XIX, 3—4, Idrija.

Mlakar, I., Drovenik, M. 1971, Strukturne in genetske posebnosti idrijskega rudišča. Geologija *14*, 67—126, Ljubljana.

Mlakar, I., Pavlovec, R. 1961, Kritične pripombe k poročilom o živem srebru v Vipavski dolini. Nova proizvodnja, *12*, 2—3, 122—117, Ljubljana.

Moser, L. C. 1890, Vorkommen von Mercur bei Manče. Verh. geol. R.-A., 249—250, Wien.

Munda, M. 1938, Milonitski galenit iz Mežice. Rudarski zbornik 2, 79—90, Ljubljana.

Munda, M. 1953, Geološko kartiranje med Hrastnikom in Laškim. Geologija *1*, 37—89, Ljubljana.

Neugebauer, J. 1970, Alt-paläozoische Schichtfolge, Deckenbau und Metamorphose-Ablauf im südwestlichen Saualpen-Kristallin (Ostalpen). Ostalpen-Tektonik II. Geotektonische Forschungen, H. 35, 23—93, Stuttgart.

Neugebauer, J. in Kleinschmidt, G. 1971, Ansatz zu einer echten Stratigraphie in metamorphen Altpaläozoikum der Ostalpen. Z. Deutsch. geol. Ges., Jg. 1970, Bd. *122*, 113—122, Hannover.

Nielsen, H. 1965, S-Isotope in marinen Kreislauf und das $\delta S^{34}$ der früheren Meere. Geol. Rundschau *55*, 160, Stuttgart.

Nikitin, V. V. 1940, Nauk o nahajališčih koristnih izkopanin. Univerza v Ljubljani, 1940.

Omaljev, V. 1967, Razvoj gredenskih slojeva i uranova mineralizacije u ležištu Žirovski vrh. Radovi IGRI, sv. *3*, Beograd.

Omaljev, V. 1971, Prospekcija radioaktivnih kamenin v Sloveniji. Geologija *14*, 161—186, Ljubljana.

Ozerova, N. A., Vinogradov, V. I., Mlakar, I., Fedorčuk, V. P., Titov, I. N. 1973, Izotopnyj sostav sery v rudah nekotoryh mestorožděnij zapadnoj časti sredizemnomorskogo rtutnogo pojasa. Iz zbornika: Očerki geohimii otdel'nyh elementov, 275—310, Moskva.

Papp, A. 1954, Miogypsinidae aus dem Oligozän von Zagorje. Geologija *2*, 168—178, Ljubljana.

Papp, A. 1955, Lepidocyclinen aus Zagorje und Tuhinjska dolina östlich von Kamnik (Slowenien). Geologija *3*, 209—215, Ljubljana.

Papp, A. 1959, Nummuliten aus Poljšica (Slowenien). Geologija *5*, 31—36, Ljubljana.

Pavlovec, R., Pavšič, J. 1971, Zoophycos (Annelida, Polychaeta) v podsabotinskih plasteh zahodne Slovenije. Geologija *14*, 63—66, Ljubljana.

Pečnik, M. 1974, Petrološke in rudnomikroskopske značilnosti jalovih in orudenih peščenjakov v prečnikih H-61 in H-63 uranovega rudišča Žirovski vrh. Diplomsko delo, Ljubljana.

Pierau, H. 1958, Zur Stratigraphie und Tektonik jungtertiärer Ablagerungen im nordwestlichen Krško polje. Geologija *4*, 111—148, Ljubljana.

Pilz, A. 1915, Das Zinnobervorkommen von Idria in Krain unter Berücksichtigung neuerer Aufschlüsse. Glückauf, 1057—1066, 1081—1084 in 1105—1100, Essen.

Placer, L. 1973, Rekonstrukcija krovne zgradbe idrijsko žirovskega ozemlja. Geologija *16*, 317—334, Ljubljana.

Placer, L. Strukturna kontrola epigenetskih rudnih teles v idrijskem rudišču. Rudarsko-metalurški zbornik, št. 1, 3—30, Ljubljana.

Placer, L., Čar, J. 1975, Rekonstrukcija srednjetriadnih razmer na idrijskem prostoru. Geologija *18*, 197—209, Ljubljana.

Placer, L. & Čar, J. 1977, Srednjetriadna zgradba idrijskega ozemlja. Geologija *20*, 141—166, Ljubljana.

Pleničar, M. 1954, Obmurska naftna nahajališča. Geologija *2*, 36—93, Ljubljana.

Pleničar, M. 1955, Oolitni boksit v kredi na Primorskem. Geologija *3*, 198—203, Ljubljana.

Pleničar, M. 1960, Stratigrafski razvoj krednih plasti na južnem Primorskem in Notranjskem. Geologija *6*, 22—145, Ljubljana.

Pleničar, M. 1962, Položaj krede južne Slovenije v mediteranski geosinklinali. Geologija *7*, 35—42, Ljubljana.

Pleničar, M. 1965, O novih najdbah rudistov na območju Kočevskega Roga. Geologija *8*, 92—101, Ljubljana.

Pleničar, M. 1968, Kreda v severozahodnih Dinaridih. Prvi kolokvij o geologiji Dinaridov, 1. del, 89—95, Ljubljana.

Pleničar, M. 1970, Tolmač za list Goričko in Leibnitz. Zvezni geološki zavod, Beograd.

Pleničar, M., Buser, S. 1967, Kredna makrofavna Trnovskega gozda. Geologija *10*, 147—159, Ljubljana.

Pleničar, M. in sodel., 1970, Tolmač za list Postojna. Zvezni geološki zavod, Beograd.

Pleničar, M., Premru, U. 1975, Facijelne karakteristike sjeverozapadnih Dinarida. 2. godišnji znanstveni skup sekcije za primjenu geologije, geofizike i geohemije znanstvenog savjeta za naftu JAZU, 47—54, Zagreb.

Pleničar, M., Ramovš, A. 1954, Geološko kartiranje severovzhodno od Brežic. Geologija *2*, 242—253, Ljubljana.

Pleničar, M., Premru, U. 1977, Tolmač za list Novo mesto. Zvezni geološki zavod, Beograd.

Premru, U. 1974a, Triadni skladi v zgradbi osrednjega dela Posavskih gub. Geologija *17*, 261—297, Ljubljana.

Premru, U. 1974b, Osnovna geološka karta SFRJ 1 : 100 000 list Ljubljana, Geologija *17*, 497—499, Ljubljana.

Premru, U. 1975a, Osnovna geološka karta SFRJ 1 : 100 000 list Ljubljana, Geologija *18*, 360—362, Ljubljana.

Premru, U. 1975b, Posavske gube so zgrajene iz narivov. Geologija *18*, 223 do 229, Ljubljana.

Premru, U. 1975c, Starost ponikvanskih skladov. Geologija *18*, 75—86, Ljubljana.

Premru, U. 1976, Neotektonika vzhodne Slovenije, Geologija *19*, 211—249, Ljubljana.

Protić, M. 1968, Litološki odnosi i geohemijska obeležja gredenskih peščara Savskih bora (SR Slovenija). Radovi IGRI, sv. *4*, 57—72, Beograd.

Radusinović, D. 1967, Mineraloški sastav i geneza uranskog ležišta Žirovski vrh, Slovenija, Radovi IGRI, sv. *3*, 1—16, Beograd.

Rakovec, I. 1955, Geološka zgodovina ljubljanskih tal. Zgodovina Ljubljane, 1, 11—207, Ljubljana.

Rakovec, I. 1956, Pregled tektonske zgradbe Slovenije. Prvi jugoslovanski geološki kongres, 73—83, Ljubljana.

Ramovš, A. 1954, Karbonski konglomerat na zahodnem obrobju Ljubljanskega polja. Geologija *2*, 211—220, Ljubljana.

Ramovš, A. 1956, Razvoj paleozoika na Slovenskem. I. jugoslovanski geološki kongres, 27—34, Ljubljana.

Ramovš, A. 1958a, O faciesih v zgornjem wordu in zgornjem permu v Sloveniji. Geologija *4*, 188—192, Ljubljana.

Ramovš, A. 1958 b, Razvoj zgornjega perma v Loških in Polhograjskih hribih. Razprave SAZU, *4*, 451—622, Ljubljana.

Ramovš, A. 1960, Razvoj mlajših paleozojskih skladov v Vitanjskem nizu. Geologija *6*, 170—234, Ljubljana.

Ramovš, A. 1965 a, Razvoj mlajšega paleozoika v okolici Ortneka na Dolenjskem. Razprave SAZU, *8*, 319—416, Ljubljana.

Ramovš, A. 1965 b, O »hochwipfelskih skladih« v posavskih gubah in o »karbonskih plasteh« v njihovi soseščini. Geol. vjesnik *18/2*, za leto 1964, 341—345, Zagreb.

Ramovš, A. 1966, Razvoj srednjega perma v Jugoslaviji v luči novih raziskovanj. Referati VI. savetovanja geologa SFRJ Jugoslavije, 449—460, Ohrid.

Ramovš, A. 1969, Iz geološke zgodovine zahodnih Karavank, Jeseniški zbornik Jeklo in ljudje 2, 233—250, Jesenice.

Ramovš, A. 1970 a, Karbonat-Sedimente im Unterkarbon-Flysch in den Südkarawanken. Verh. geol. R.-A., *4*, 689, Wien.

Ramovš, A. 1970 b, Stratigrafski in tektonski problemi triasa v Sloveniji. Geologija *13*, 159—173, Ljubljana.

Ramovš, A. 1971, Einige neue Feststellungen aus dem Altpaläozoikum und Unterkarbon der Südkarawanken. Z. deutsch. geol. Ges. *122*, 157—160, Hannover.

Ramovš, A. 1972, Mikrofauna der alpinen und voralpinen Trias Sloweniens. Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. *21*, 413—426, Innsbruck.

Ramovš, A. 1974, Fortschritte in der Untersuchung des Unter- und Mittel-Perms in Slowenien, NW Jugoslawien. Carinthia *2*, 164/84, 99—103, Klagenfurt.

Ramovš, A. & Jurkovšek, B. 1976, Srednjekarbonski prodniki v trogkofelskem konglomeratu pri Podlipoglavu. Geologija *19*, 35—44, Ljubljana.

Ramovš, A., Kochansky-Devidé, V. 1965, Razvoj mlajšega paleozoika v okolici Ortneka na Dolenjskem. Razprave SAZU, *8*, 314—416, Ljubljana.

Riedl, Em. 1857, Geognostische Skizze des Pristovo-Thales bei Cilli. Jb. geol. R.-A., 288—292, Wien.

Riedl, Em. 1877, Das Schwefelkies-Vorkommen des Sannthales. Oesterr. Zeitschrift für das Berg- und Hüttenwessen, 527—528 in 543—545, Wien.

Riedl, Em. 1886, Littai. Österr. Zeitschr. für das Berg- und Hüttenwesen, 333—341, Wien.

Rieger, S. 1897. Das Quecksilber Berg- und Hüttenwerk zu St. Anna in Oberkrain. Österr. Zeitschr. für das Berg- und Hüttenwesen, 505—508 in 520—523, Wien.

Riehl-Herwirsch, G. 1970, Zur Altersstellung der Magdalensbergserie Mittelkärnten Österreich. Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., *19*, 195—214, Wien.

Rihteršič, J. 1958, Bentoniti v Celjski kotlini. Geologija *4*, 193—196, Ljubljana.

Rijavec, L. 1970, Stratigrafija terciarnih plasti severno od Maribora. Zbornik 7. kongresa geologa SFRJ, 1. knj. 275—286, Zagreb.

Ristić, M., Markov, C. 1971, Mineraloško-geohemijske odlike, sredina taloženja, indikatori orudnjenja i način postanka ležišta urana Žirovski vrh u SR Sloveniji. Radovi IGRI, sv. *3*, 1—34, Beograd.

Rolle, F. 1857 a, Geologische Untersuchungen in der Gegend zwischen Weitenstein, Windisch-Graz, Cilli und Marburg in Untersteiermark. Jb. geol. R.-A., 403—465, Wien.

Rolle, F. 1857 b, Geologische Untersuchungen in der Gegend zwischen Ehrenhausen, Schwanberg, Windisch-Feistriz und Windisch-Graz in Steiermark. Jb. geol. R.-A., 266—288, Wien.

Saukov, A. A., Ajdin'jan, N. H., Ozerova, N. A. 1972, Očerki geohimii rtuti. Akademija nauk SSR, Moskva.

Scharbert, S. 1975, Radiometrische Altersdaten von Intrusivgesteinen in Raum Eisenkappel (Karawanken, Kärnten). Verh. Geol. B.-A., Heft *4*, 301—304, Wien.

Schneider, H. J. 1954, Die sedimentäre Bildung von Flusspat im oberen Wettersteinkalk der nördlichen Kalkalpen. Abh. Bayer. Akad. Wiss., mathem.-naturw. Kl., N. F., *66*, 1—37, München.

Schneider, H. J. 1964, Facies differentiation and controlling factors for the depositional lead-zinc concentration in the ladinian geosyncline of the Eastern Alps. Iz zbornika »Development in Sedimentology« *2*, 29—45, Amsterdam.

Schneiderhöhn, H. 1941, Lehrbuch der Erzlagerstättenkunde. G. Fischer, Jena.

Schrauf, A. 1891, Ueber Metacinnabarit von Idria und dessen Paragenesis. Jb. geol. R.-A. 349—400, Wien.

Schroll, E. 1954, Ein Beitrag zur geochemischen Analyse Ostalpiner Blei-Zink-Erze. Teil I. Mitt. der Österr. Min. Gesellschaft, Sonderheft Nr. *3*, Wien.

Schroll, E., Wedepohl, K. H. 1972, Schwefelisotopenuntersuchungen an einigen Sulfid- und Sulfatmineralien der Blei-Zink-Erzlagerstätte Bleiberg/Kreuth, Kärnten. Tschermaks Min. Petr. Mitt., *17*, 286—290, 1972.

Sedlar, J. 1950, Možnost razvoja rudnikov v Posavskih gubah s posebnim ozirom na Litijo. Diplomsko delo. Ljubljana.

Sikošek, B. 1958, Tektonik der Jugoslawischen Südalpen, Zborn. Geol. Inst., J. Žujović, *10*, 247—266, Beograd.

Sikošek, B. 1974, Geology and tectonic zoning of SFR Yugoslavia. Proceedings of the Seminar on the Seismotectonic Map of the Balkan Region, Dubrovnik, 1973, UNESCO Skopje.

Sikošek, B. 1975, Geologija i tektonska reonizacija SFR Jugoslavije. Acta Seismologica Iugoslavica, *2—3*, 13—17, Beograd.

Sikošek, B., Maksimović, B. 1971, Geotektonska rejonizacija Jadranskog pojasa. Nafta, Simpozij Zadar, *4—5*, 298—304, Zagreb.

Sikošek, B., Vukasinović, M. 1975, Geotektonska evolucija Unutrašnjih Dinarida. I. godišnji znanstveni skup sekcije za primjenu geologije, geofizike i geohemije znanstvenog savjeta za naftu JAZU, 176—183, Zagreb.

Simić, V. 1951, Istorijski razvoj našeg rudarstva. Izdavačko-štamparsko preduzeče Saveta za energetiku i ekstraktivnu industriju Vlade FNRJ, Beograd.

Stache, G. 1889, Die liburnische Stuffe und deren Grenzhorizonte. Abh. geol. R.-A., *13*, 1—170, Wien.

Stille, H. 1939, Zur Frage der Herkunft der Magmen. Abh. Preuss. Ak. Wiss. mathem.-naturw. Kl. *19*, Berlin.

Strahov, N. M. 1962, Osnovy teorii litogeneza, tom *III*, Moskva.

Stur, D. 1872, Geologische Verhältnisse des Kessels von Idria in Krain. Verh. geol. R.-A. 235—240, Wien.

Šikić, K. in Basch, O. 1975, Geološka zbivanja od paleozoika do kvartara u zapadnom dijelu zagrebačke regije. 2. god. skup sekcije za primjenu geologije, geofizike i geokemije. Znanstveni savjet za naftu JAZU, 69—83, Zagreb.

Šinko, B. 1965, Parageneze i procesi orudnjenja u Pb-Zn pojavama skitskog i aniziČkog kata Slovenije. Diplomsko delo, Zagreb.

Šinko, B. 1974, Prospekcija metalogenih območij Slovenije. Geologija *17*, 513 do 515, Ljubljana.

Šribar, L. 1966, Jurski sedimenti med Zagradcem in Randolom v dolini Krke. Geologija *9*, 379—383, Ljubljana.

Šribar, L. 1979, Biostratigrafija spodnjekrednih plasti na Logaški planoti. Geologija *22*. knjiga, 2. del, 277—308, Ljubljana.

Štrucl, I. 1965 a, Nekaj misli o nastanku Karavanških svinčevo-cinkovih rudišč s posebnim ozirom na rudišče Mežica. Rudarsko-metalurški zbornik, št. 2, 155—163, Ljubljana.

Štrucl, I. 1965 b, Geološke značilnosti mežiških rudišč in njih okolice. Iz zbornika »300 let mežiški rudniki«, 115—139, Mežica.

Štrucl, I. 1970a, Stratigrafske in tektonske razmere v vzhodnem delu severnih Karavank. Geologija *13*, 5—34 Ljubljana.

Štrucl, I. 1970b, Poseben tip mežiškega svinčevo-cinkovega orudenja v rudišču Graben. Geologija *13*, 21—34, Ljubljana.

Štrucl, I. 1971, On the geology of the eastern part of the Northern Karawankes with special regard to the triassic lead-zinc-deposits. Sedimentology of parts of Central Europe, Guide book, VII. Int. Sediment. Congress, 285—301, Heidelberg.

Štrucl, I. 1974, Nastanek karbonatnih kamenin in cinkovo svinčeve rude v anizičnih plasteh Tople. Geologija *17*, 299—397, Ljubljana.

Taupitz, C., 1954, Erze sedimentärer Entstehung auf alpinen Lagerstätten des Typus Bleiberg. Zeitschr. f. Erzbergbau u. Metallhüttenw., Bd. 7, Heft 8.

Teller, F., 1886, Die silurische Ablagerungen der Ostkarawanken. Verh. geol. R.-A. Wien 1885.

Teller, F. 1886, Ein Zinnoberführender Horizont in den Silurablagerung der Karawanken. Verh. geol. R.-A. Wien.

Teller, F., 1889, Fusulinenkalk und Uggowitzer Breccie innerhalb der Weitensteiner Eisenerzformation und die Lagerungsbeziehungen dieser paläozoischen Gebilde zu den triadischen und tertiären Sedimenten des Weitensteiner Gebirges. Verh. geol. R.-A., 314—326, Wien.

Teller, F. 1892, Geologische spezialkarte Prassberg a. d. Sann, Geol. R.-A., Wien.

Teller, F. 1896, Erläuterungen zur geologischen Karte der östlichen Ausläufer der Karnischen und Julischen Alpen (Ostkarawanken und Steiner Alpen). Geol. R.-A., Wien.

Teller, F. 1898, Erläuterungen zur Geol. Karte Eisenkappel-Kanker, Wien.

Teller, F. 1899, Das Alter der Eisen- und Manganerzführenden Schichten am Stou- und Vigunšca Gebiete an der Südseite der Karawanken. Verh. geol. R.-A., 396 do 418, Wien.

Tiringer, J. 1954, Opis današnje situacije v nahajališčih boksita na ozemlju LR Slovenije. Rudarstvo i metalurgija br. 6, 1611—1683, Beograd.

Tollmann, A. 1966, Die alpidischen Gebirgsbildung-Phasen in den Ostalpen und Westkarpaten. Geotektonische Forschungen, Hf. 21, 1—156, Stuttgart.

Tornquist, A. 1929a, Die Blei-Zinklagerstätte der Savefalten vom Typus Litija. Berg- und Hüttenmännische Jb., 71/, 1—27, Wien.

Tornquist, A. 1929b, Die perimagmatische Blei-Kupfer-Silber-Zinkerzlagerstätte von Offberg im Remschnigg. Akad. d. Wissenschaften, mathem.-naturw. Kl. Abt. I, *138*. Band 1. und 2. Heft, 47—68, Wien.

Tornquist, A. 1929c, Liquidmagmatische Diabas-Magnetit- Lagerstätten und ihre Begleiter in den Ostalpen. Mitteil. des Naturwissenschaftlichen Vereines für Steiermark, Band *66*, 164—185, Graz.

Tornquist, A. 1930, Perimagmatische Typen ostalpiner Erzlagerstätten. Akad. d. Wiss., mathem.-naturw. Kl., Abt. I, *139*. Band 3. und 4. Heft, 291—308, Wien.

Trunko, L. 1969, Geologie von Ungarn, Berlin-Stuttgart.

Turnšek, D. 1965, Velike tintinine iz titonskih in valangijskih skladov severozahodne Dolenjske. Geologija *8*, *102—111*, Ljubljana.

Turnšek, D. 1966, Zgornjejurska hidrozojska favna iz južne Slovenije. Razprave SAZU, 6. razr., *9*, 335—428, Ljubljana.

Turnšek, D. 1969, Prispevek k paleoekologiji jurskih hidrozojev v Sloveniji. Razprave SAZU, 4. razr., *12*/5, 209—229, Ljubljana.

Turnšek, D. 1972, Zgornjejurske korale iz južne Slovenije. Razprave SAZU, 4. razr., *15*/6, 145—219, Ljubljana.

Turnšek, D., Buser, S. 1966, Razvoj spodnjekrednih skladov ter meja med juro in kredo v zahodnem delu Trnovskega gozda. Geologija *9*, 527—548, Ljubljana.

Turnšek, B., Buser, S. 1974, Spodnjekredne korale, hidrozoji in hetetide z Banjške planote in Trnovskega gozda. Razprave SAZU, 4. razr., *17/2*, Ljubljana.

Valvasor, I. W. 1689, Die Ehre des Herzogthums Krain, Nürnberg.

Vesel, J. 1970, Geološke razmere in orudenje cinkovo svinčevega rudišča v Puharju. Diplomsko delo, Ljubljana.

Vetters, H. 1937/47, Erläuterungn zur Geologischen Karte von Österreich und seinen Nachbargebieten. Geol. B. A., 351, Wien.

Virágh, K. & Vincze, J. 1967, Specific features of the formation of the uranium ore occurrence, Mecsek Mts, Hungary. Bulletin of the Hungarian geological society, 39—59, Budapest.

Vivenot, v. F. 1869, Beiträge zur mineralogischen Topographie von Oesterreich und Ungarn. Jb. geol. R. A., 596—612, Wien.

Vogl, V. 1913, Die Paläodyas von Mrzla Vodica in Kroatien. Mitt. aus dem Jb. Ung. geol. R. A. *21*, 155—168, Budapest.

Winkler, A. 1923, Über den Bau der östlichen Südalpen. Mitt. geol. Gesel., Bd. *16*, 1—272, Wien.

Winkler, A. 1927, Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte der Republik Österreich. Blatt Gleichenberg, Wien.

Zepharovich, I. V. 1859, 1873, 1893, Minieralogisches Lexicon für des Kaiserthum Oesterreich, Band *I, II, III*, Wien.

Zollikofer, T. 1859, Die geologischen Verhältnisse des Drauthales in Untersteiermark. Jb. geol. R. A., 200—218, Wien.

Zollikofer, T. 1861, Die geologischen Verhältnisse des südöstlichen Theiles von Unter-Steiermark. Jb. geol. R. A., 311—366, Wien.

Zorc, A. 1955, Rudarsko geološka karakteristika rudnika Mežica. Geologija *3*, 24—80, Ljubljana.

Žebre, S. 1955, Rudarska dejavnost v območju posavskih gub. Rudarsko-metalurški zbornik, št. 4, 239—255, Ljubljana.

Žlebnik, L. 1955, Triadni cephalopodi izpod Pece. Geologija 3, 216—219,

Žlebnik, L, 1971, Pleistocen Kranjskega, Sorškega in Ljubljanskega polja. Geologija *14*, 5—51, Ljubljana.

Žurga, J. 1939, Iz geologije naših Alp. Priloga »Geološki pregled zahodne Slovenije«. Planinski vestnik, št. 1, Ljubljana.

## Seznam krajev — Locality index


Adam 13
Agata 22
Ajdovske jame 66, 68
Akla 103, 104
Ambrus 115
Andrejevec 24
Arlberg 82
Avče 115

Babinci 125
Bakony 117
Banjška planota 115
Begunjščica 17, 114, 129, 143
Belščica 17, 132
Berchtesgaden 82
Besniški gozd 103
Bistriški jarek 13
Bizeljsko 124
Blegoš 39
Bleiberg 75, 82, 139
Bodoveljska grapa 39, 44, 46
Bohinj 115, 119, 126, 144
Bohinjski greben 115
Bohor 4, 65, 66, 67, 69, 70, 80, 116, 124, 137, 138, 145
Bolzano 32
Borovec 112
Borovica 57, 69, 72
Bovec 116, 117
Brdce 18, 132
Bresternica 13
Brezno 24
Brezovica 103
Brežice 123
Bric 18, 132
Budna vas 25
Budna vas (Log) 24
Bukov potok 46
Bukovec 46
Bükk 117

Cajnarje 112
Celarji 112
Celje 19
Centralno rudišče (Mežica) 81, 124
Cerkno 32, 46, 80, 83, 115, 135
Cerovce 66
Cirkuše 22

Čatež 71
Češnjice 21, 22, 23, 24, 32, 34, 90, 132, 133
Činžat 13
Črešnjice 18
Črna 103
Črna pri Kamniku 80, 103
Črna prst 115, 143
Čušperk 115

Dobrinjski potok 90
Dobrovlje 114, 143
Dobroveljska planota 114
Dolina (Lendava) 122
Dolina Bače 112, 113
Dolina Črne 102
Dolina Pirešnice 103
Dolina Triglavskih jezer 114
Dolina Velunje 13
Dolnja Bistrica 125
Dolžanova soteska 37
Donačka gora 80
Drava 125, 144
Dvor pri Žužemberku 115, 129

Fala 125
Felicijan 18, 132
Filovci 121
Formin 125
Fridrih (Mežica) 83
Fužine 80

Galicija 103, 104, 105, 107, 108, 109, 111, 142
Gleichenberg 125
Gloše 18, 132
Golica 17
Golobinjek 126
Gore 80
Gorica 115, 117
Gorjanci 114, 115, 116, 125, 126
Gornja Bistrica 125
Gornji grad 37
Gozd pri Kamniku 102
Graben (Mežica) 81, 83, 84, 85, 88, 124, 139, 140, 145
Grabnar 13
Grad (Prekmurje) 125

Hamun 15
Hamunov vrh 13, 15, 132
Hobovše 46, 123
Horjul 112
Hrast (Bela krajina) 116
Hrastnica 20, 25, 133
Hrastnik 103
Hrastno 56, 136
Hrušica 115
Huda luknja 57
Hudi kot 122

Idrija 1, 2, 3, 4, 19, 20, 30, 65, 66, 71, 75, 76, 80, 90, 92, 93, 94, 95, 96, 97, 98, 99, 100, 101, 102, 105, 116, 123, 126, 129, 137, 140, 141, 144, 145
Igerčevo (Mežica) 87, 91
Ilirska Bistrica 123
Ilova gora 115
Inzaghi (Idrija) 101
Iška 112

Javorje 24, 65,
Javorniški rovt 118
Jazbine 24
Jelovica 80, 83, 92, 123, 125, 144
Jesenice 4, 17, 31, 118, 129, 132
Jezersko 6, 15, 37, 39, 132
Jordankal 126
Jurin (Mežica) 113

Kališče (Logarje) 112
Kamna gorica 18, 132, 144
Kamniška Bistrica 117
Kamniške Alpe 39, 103
Kamnitnik 119
Kanižarica 123, 124
Karavanke 6, 15, 16, 17, 19, 20, 38, 39, 40, 44, 46, 65, 71, 72, 74, 80, 81, 112, 113, 114, 117, 118, 120, 124, 131, 132, 134
Karnijske Alpe 6, 17, 19
Karoli (Idrija) 94, 100
Kiessel (Idrija) 96
Knape 81, 90, 91, 93
Knapovže 3, 25, 27, 28, 29, 31, 90, 133
Knezdol 44
Kobla 115, 143
Kočevje 123, 124
Konjiška gora 18
Konjščica 40
Kopitov grič 112
Korošica 40, 41, 134
Kostanjevica 126
Kotlje 81, 139
Kozina 116
Kozjak 4, 7, 13, 131
Kozje 19
Kraljev rov 33
Kranj 90
Kranjčica (Šentjur) 112
Kranjska gora 16
Kreda (Idrija) 97
Križan (Mežica) 113
Kropa 144
Krpuh 64
Krško polje 121
Kunigunda 13
Kurja vas 102

Laško 103
Laški potok 24
Lebič (Galicija) 104, 142
Ledina 66, 68, 69, 70, 71, 124, 138
Lenart 24
Lepa njiva 36, 39, 61, 62, 63, 64, 141
Lepena 118, 132
Leše 122
Lipa 18
Lipniška planina 32
Litija 3, 9, 19, 20, 25, 27, 28, 29, 30, 31, 32, 37, 90, 133
Litija (Log) 24
Ljubelj 44
Ljubeljski prelaz 66
Ljubevč (Idrija) 97, 98, 126, 129, 145
Ljubevška dolina 126
Ljubijsko rudišče 19
Ljubljana 16, 19, 20, 46, 94, 132, 133
Ljubljanski grad 19
Log (Budna vas) 24
Log (Litija) 24
Log (Pilštanj) 90
Log (Radeče) 24, 26
Logar (Idrija) 96
Logarje (Kališče) 112
Lokavec 24, 26

Mačkov potok 46
Magolnik 46
Mala kopa 112, 144
Maljek 24, 25, 26, 133
Manče (Vipavska dolina) 118
Mansfeld 3, 47
Maribor 121
Marija Reka 29, 31, 33, 133
Martinj vrh 46
Martinja vas 66, 69, 70, 124
Masore 46, 55, 59, 123, 136
Mecsek 38, 43
Medvode 27, 119, 133
Merinca (Vransko) 113
Metlika 116
Mežica 1, 3, 4, 13, 65, 71, 72, 74, 80, 81, 82, 83, 84, 85, 86, 87, 88, 89, 112, 113, 116, 124, 127, 128, 129, 139, 140, 145
Miren 118
Mirna na Dolenjskem 126
Mislinjski potok 13
Mlaka 39
Močilno 46

Mokronog 56, 65, 66, 80, 124, 136, 137, 138
Moreing (Mežica) 83, 85, 86, 88
Mošenjska planina 32
Mozirje 119
Možjanca (Oljševik) 90
Mrzla voda 80
Mrzla vodica 38
Mučevo (Mežica) 81, 84, 88, 124, 139
Mura 125, 144
Murski gozd (Lendava) 125

Nadrt 116
Nanos 115, 116
Naravske ledine 81, 139
Naveršnik (Mežica) 82, 83, 86, 88
Nizke Ture 125
Nova Oselica 46
Novaki 46
Novine 46, 123
Novo mesto 71

Ogljenšak 13
Okonina 119
Okoška gora 7, 8, 9, 10, 11, 12, 13, 131, 132
Olimje 76, 78, 142
Oljševik (Možjanca) 90
Ortnek 19
Otaležk 46, 123

Padež 24
Pajserji 112
Paka 56, 57, 120
Paradišče 24
Pasjek 24
Peca 71, 81, 83, 124, 139
Pecelj 20, 24, 133
Peračica 119
Perhavec 33, 35, 36, 134
Perudine 116
Petišovci 122
Petrovo brdo 115
Pilštanj (Log) 90
Pirečnik 57
Pirešica 65, 103, 137, 142
Pistotnik 13
Planica pri Ratečah 90
Planina 122
Pleše 25, 27, 28, 29, 31, 32, 133
Počenska gora 114, 115, 143
Počivalnik 46
Podčetrtek 76, 78, 90, 142
Podgorica 24
Podgorje 24
Podgrad 116
Podkraj 24
Podkum 46
Podlipa 112, 142
Podlipoglav 16, 26
Podlipoglav (Javorje) 24, 26
Podljubelj 30, 75, 76, 77, 79, 102, 137, 141
Podsreda 90
Podvolovljek 117
Pohorje 4, 5, 7, 13, 38, 116, 117, 120, 121, 131, 144
Pokljuka 125
Polhograjski Dolomiti 39, 112
Polica 112
Poljšica 119
Ponoviče 22, 23, 24, 133
Porezen 114
Posavske gube 3, 13, 16, 19, 20, 27, 31, 32, 33, 37, 38, 39, 46, 63, 64, 65, 66, 69, 71, 76, 80, 90, 92, 112, 113, 114, 115, 117, 119, 121
Potoki 81
Primskovo 71
Pristava 80
Pristovškov Storžič 6
Pront (Idrija) 126
Ptuj (Sv. Marko) 125
Puharje 39, 57, 58, 59, 60, 61, 62, 63, 69, 127, 136, 138
Punčuh 64
Pusti mlin 24

Rabelj 80, 82, 90, 139
Radeče 19, 38
Radež 24
Rakitna 112
Rakovec 13
Ravne nad Šoštanjem 40
Razbor 24
Remšnik 3, 5, 7, 9, 10, 11, 12, 13, 14, 131, 132
Ribnica 115, 126
Rifnik 80
Rjavi grič 115, 143
Robniške peči 6
Rogatec 19
Rošca 62
Rotna ves 37
Rovte 102
Rudnica 76, 78, 79, 80, 90
Rudnica (Bohinj) 117, 137, 142
Rudnik 19
Ruš 6, 16, 17

Sappada 17
Savinjske Alpe (Kamniške Alpe) 65, 113
Savske jame 17, 18, 19, 129, 132
Sevnica 20, 24, 65, 66, 133
Skorno 56, 57, 136
Slavnik 116
Slovenj Gradec 119, 121
Slovenske gorice 121
Smrekovec 119
Snežnik 116
Sodna vas 78
Solčava 64
Sopota 90

Soška dolina 115, 116
Sovodenj 39, 46, 55, 123, 136
Srednik 25
Srednja Bistrica 125
Srednja cona (Mežica) 86
Stari Fridrih (Mežica) 84
Staro Igerčevo (Mežica) 83
Stegovnik 6, 16, 17, 21, 132
Stol 114
Stranje 66, 124
Studenci 103, 142
Suhi dol 81, 139
Sušje 46
Sv. Marko (Ptuj) 125
Sv. Tomaž 44, 135
Sv. Valentin 44, 135
Svibno 46

Šancetova ruda (Mangart) 90
Šebrelje 39, 46, 54, 55, 56, 59, 123, 136
Šentjanž na Dolenjskem 112
Šentjur 80, 112
Široka njiva (Soška dolina) 115
Šišenski hrib 19
Škofja Loka 20, 44, 113, 119, 135
Škofje 2, 3, 4, 9, 10, 38, 39, 43, 46, 47, 51, 52, 53, 54, 55, 116, 117, 123, 124, 126, 134, 135, 136, 143, 145
Škofljica 19, 27
Škovec (Tržišče) 66, 124, 138
Škrlatica 113
Šmarje pri Jelšah 80
Šmarjetna gora 115
Šmihel 39
Šmit (Idrija) 101
Šoštanj 3, 18, 39, 40, 57
Št. Andraž 117
Štanga 24
Štangarske Poljane 24
Štrus 24
Šuperger (Galicija) 104, 106, 111, 142

Tolmin 113
Topla 65, 69, 71, 72, 73, 74, 75, 88, 137, 139
Tolsti vrh 22, 103
Trbiž 17
Trbovlje 44
Trebeljevo 24
Trebelno 66, 124
Trebnje 66
Trento 32
Triglavska jezera 114
Triurno rudišče (Mežica) 83
Trnovski gozd 115, 116
Trojane 3, 33, 36, 37, 134
Trševje (Hrušica) 116
Tržič 15, 17, 31, 132
Tržišče 66
Turjak 112, 142
Turniš (Idrija) 105

Union (Mežica) 83, 86, 87, 88, 91, 124, 145
Uršlja gora 113

Vače 129
Vajnof 24
Vancarjev mlin 33
Vancovec 115, 143
Velenje 119, 123
Velika planina 117
Velike Bloke 112
Veliki Kamen 119
Velunja 13, 15, 120, 132
Vernek 22
Viler (Idrija) 105
Viltuš 13
Vinica 116
Vipavščica 118
Virnikov Grintavec 6, 16, 17
Visoke Ture 125
Visoški vrh 64
Vitanje 4, 16, 17, 31, 132
Vodenice 126
Vodruž 80
Vojskarska planota 102
Vranja peč 117
Vransko (Merinca) 113
Vremski Britof 118
Vrhnika 143
Vučja ves 125

Zabukovje 66, 69, 70, 124
Zadnja Smoleva 33, 46
Zagorica 24, 26, 133
Zagorje 119, 120
Zavratce 80
Zavrh 106, 109, 110, 111, 142
Zavrstnik 24, 25, 26, 90, 133
Ziljska (Idrija) 96
Ziljske Alpe 6
Zinka 33
Zlateče 112
Zlatenek 10, 22, 23, 133
Zlatoličje 125
Znojile 33, 34, 35, 36, 37, 134
Zorc (Idrija) 97
Zreče 116, 121

Železna Kapla 6
Železni klanci 115, 143
Železniki 115, 126, 144
Železno 9, 103, 104, 107, 142
Žetale 16
Žifernik 117
Žimarice 112

VSEBINA — CONTENTS

*Drovenik, M., Pleničar, M. & Drovenik, F.*

Nastanek rudišč v SR Sloveniji . . . . . 1
The origin of Slovenian ore deposits . . . . . 1
Kratka vsebina . . . . . 1
Abstrict . . . . . 1
Uvodna beseda . . . . . 2
Pregled literature o slovenskih rudiščih . . . . . 2
Geološki razvoj in nastajanje rudišč . . . . . 4
Starejši paleozoik . . . . . 4
Mlajši paleozoik . . . . . 16
Karbon . . . . . 16
Karbonsko-permske plasti . . . . . 19
Perm . . . . . 37
Mezozoik . . . . . 65
Triada . . . . . 65
Skitska stopnja . . . . . 65
Anizična stopnja . . . . . 71
Ladinska stopnja . . . . . 80
Karnijska stopnja . . . . . 112
Noriška in retska stopnja . . . . . 113
Jura . . . . . 114
Kreda . . . . . 115
Kenozoik . . . . . 117
Terciar in kvartar . . . . . 117
Paleocen in eocen . . . . . 118
Oligocen . . . . . 119
Miocen . . . . . 121
Pliocen in kvartar . . . . . 122
Sklepna beseda . . . . . 129
Zahvala . . . . . 130
The origin of Slovenian ore deposits (Summary) . . . . . 131
Early Paleozoic era . . . . . 131
Late Paleozoic era . . . . . 132
Mesozoic era . . . . . 136
Cenozoic era . . . . . 143
Literatura . . . . . 146
Seznam krajev . . . . . 159
Locality index . . . . . 159